Universität für Bodenkultur Wien

Department für Bautechnik und Naturgefahren
Institut für Alpine Naturgefahren (IAN)

DER EINFLUSS METEOROLOGISCHER, TOPOGRAFISCHER UND NIVOLOGISCHER FAKTOREN AUF DIE AUSLÖSUNG VON NASSSCHNEELAWINEN

Masterarbeit
zur Erlangung des akademischen Grades
Diplomingenieur

an der Universität für Bodenkultur Wien (BOKU)

Eingereicht von
Michael SKORIC Bakk. techn.

Betreuer: Univ. Prof. DI Dr.nat.techn. **Johannes HÜBL**
Univ. Ass. Mag. Dr. **Thomas WIESINGER**

Wien, April 2013

Danksagung

Für die Unterstützung bei der Erstellung der vorliegenden Arbeit möchte ich im Folgenden einigen Personen meinen aufrichtigen Dank aussprechen.

Ich danke dem Institutsleiter Univ. Prof. DI Dr. nat. techn. Johannes Hübl für die Ermöglichung des Verfassens dieser Arbeit und den wertvollen fachlichen Input. Mein besonderer Dank gebührt Univ. Ass. Mag. Dr. Thomas Wiesinger, der mich in freundschaftlicher Weise während der gesamten Entstehung dieser Arbeit hervorragend begleitet und wertvollsten fachlichen Input geliefert hat. Beispielhaft hervorheben möchte ich hierbei die Klassifizierung und Parametrisierung der Schneeprofile, die er mit seiner jahrzehntelangen Erfahrung in zeitaufwändiger Arbeit durchgeführt hat, wofür ich ihm sehr dankbar bin. Auf diesem Wege möchte ich mich auch nochmals bei seinen Eltern bedanken, die mich während meines Aufenthaltes in Kaprun äußerst gastfreundlich beherbergt und bewirtet haben.

Weiterer Dank gilt Ass. Prof. Dipl.-Ing. Dr. Roland Kaitna vom Institut für Alpine Naturgefahren, der mir wertvolle Tipps für die Herangehensweise an die statistische Datenauswertung geben konnte und Ao. Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. nat. techn. Karl Moder vom Institut für Angewandte Statistik und EDV, der sich die Zeit genommen hat und mir bei der Auswahl des statistischen Analyseverfahrens sehr geholfen hat.

Großer Dank gebührt auch den Mitarbeitern der VERBUND Hydro Power AG, insbesondere Herrn Ing. Harald Etzer (Betriebsingenieur für bauliche Anlagen und Leiter des Lawinenwarndienstes der Werksgruppe Kaprun-Salzach) für die Zurverfügungstellung des umfangreichen Datenmaterials auf dem diese Arbeit beruht und die Unterstützung beim Ortsaugenschein im Mai 2011. Weiters danke ich Herrn Heinz-Peter Riedlsperger (Fachgruppe Bau Hochdruckanlagen/Hydrologie, Außenstelle Kaprun) für die Lieferung zusätzlicher meteorologischer Daten sowie Herrn August Koller (Mitarbeiter des Lawinenwarndienstes der Werksgruppe Kaprun-Salzach in Ruhestand) für seine Einschätzung zur Topografie der Lawinenbahnen, der Typologie der Nassschneelawinen im Kapruner Tal und der Zurverfügungstellung zusätzlicher Schneeprofile.

Nicht zuletzt gilt jedoch mein größter Dank meiner Familie, insbesondere meiner Partnerin Martina Pichler und meinen Eltern Bernd und Helene Skoric. Alle drei haben während der letzten Jahre viel Geduld mit mir aufgebracht, mich tatkräftig unterstützt und mir dadurch das Studium und dessen erfolgreichen Abschluss ermöglicht.

Hinweis

Der Autor möchte darauf hinweisen, dass alle in der vorliegenden Arbeit enthaltenen geschlechtsspezifischen Bezeichnungen in männlicher Form verwendet wurden. Dies soll den Lesefluss der Arbeit fördern. Selbstverständlich werden trotz der Nutzung der männlichen Form Frauen und Männer gleichermaßen angesprochen.

Deklaration

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und ich mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfe bedient habe sowie alle Stellen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß aus anderen Quellen übernommen wurden, als solche kenntlich gemacht sind. Weiters versichere ich, dass diese Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form bisher noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt wurde.

Wien, im April 2013

Michael Skoric

Kurzfassung

Nassschneelawinen können in alpinen Gebieten eine bedeutende Gefahr für Menschen, Gebäude und Infrastrukturlinien darstellen. Die schneemechanischen Eigenschaften von nassem Schnee und die Einflussfaktoren auf die Auslösung von Nassschneelawinen sind derzeit jedoch, im Gegensatz zu jenen von Trockenschneelawinen, noch unzureichend erforscht. Zudem gibt es gegenwärtig kaum Lawinenprognosemodelle, die sich für die Prognose von Nassschneelawinen eignen.

Das Eindringen flüssigen Wassers in eine trockene Schneedecke als Folge von Schmelzvorgängen oder Regen führt zu schlagartigen Veränderungen der Eigenschaften und der Stabilität der Schneedecke. Das flüssige Wasser führt zu einem Festigkeitsverlust, welcher hauptverantwortlich für die Auslösung von Nassschneelawinen ist. Dieser Auslösemechanismus steht im Gegensatz zu jenem von Trockenschneelawinen, welche zumeist durch eine zusätzliche Auflast (Neuschnee, Wintersportler etc.) und einen Scherbruch ausgelöst werden.

Die Vorgänge der Wasserinfiltration in Schnee sind komplex und schwer prognostizierbar. Flüssiges Wasser infiltriert unregelmäßig, die Infiltrationsmuster sind abhängig von den Schneedeckeneigenschaften. Der Wassergehalt, die Wasserinfiltration und somit auch die Stabilität der Schneedecke sind räumlich und zeitlich stark variabel. Die Methoden zur Messung des Wassergehaltes, manuell wie automatisch, sind fehleranfällig und nur bedingt praxistauglich. Die Untersuchung bzw. Simulation des Schneedeckenaufbaus birgt in Nassschnee zudem deutlich größere Herausforderungen als in trockenem Schnee.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde bzw. wurden

- der aktuelle Stand der Wissenschaft zum Thema in einer umfassenden Literaturrecherche zusammengetragen,
- eine einheitliche Definition von Nassschneelawinen vorgeschlagen (Grundvoraussetzung ist das Vorhandensein von nassem Schnee im Anbruchsgebiet) und Abgrenzungen zu gemischten Lawinen und Trockenschneelawinen erarbeitet,
- außergewöhnlich langjährige Zeitreihen von Lawinenereignissen, meteorologischen Daten und Daten zum Schneedeckenaufbau im Kapruner Tal (Land Salzburg, Österreich; Übergangsklimat) in Hinblick auf Nassschneelawinenereignisse analysiert und
- auf diesen Auswertungen beruhend, versucht meteorologische und nivologische Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen zu extrahieren sowie
- in weiterer Folge mittels logistischer Regression (Logit-Modell) ein Prognosemodell zur Vorhersage von Nassschneelawinenereignissen im Kapruner Tal entwickelt.

Es wurden 233 Nassschneelawinen-Tage (NSL-Tage) mit insgesamt 472 Nassschneelawinenereignissen von 43 Lawinenbahnen im Kapruner Tal (Seehöhe der Anbruchsgebiete zwischen 1.200 und 3.300 m) und 320 Nicht-Nassschneelawinen-Tage (nonNSL-Tage) der Winter 1994/95 bis 2010/11 herangezogen. Über den betrachteten Zeitraum war ein leichter Anstieg der relativen Häufigkeit von Nassschneelawinen zu beobachten.

Mittels binärer logistischer Regression wurden mehrere Prognosemodelle entwickelt. Für die Modellbildung wurde jeweils ein unterschiedlicher Stichprobenumfang (maximal 553 Fälle) und Parameterumfang (maximal 38 meteorologische und nivologische Parameter) zur Verfügung gestellt. Es wurde zudem in Modelle für Tage mit Regen und Modelle für Tage ohne Regen unterschieden. Die entwickelten Modelle sind in der Lage eine Prognose („NSL-Tag“ oder „nonNSL-Tag“) für den zu prognostizierenden Tag, auf Basis der mittels logistischer Regression ermittelten Regressionsgleichung, zu liefern.

Zur Beurteilung der Prognosegüte wurde die Trefferrate (Anteil der Tage, an denen die Prognose mit der Beobachtung übereinstimmt) herangezogen. Die Trefferrate der einzelnen Modelle wurde untereinander und mit dem Referenzmodell (Trefferrate der Prognose „nonNSL-Tag“ für jeden Tag des Winters) verglichen.

Das Modell mit der höchsten Prognosegüte erreichte eine Gesamttrefferrate von 68,6 % bei einer Trefferrate an NSL-Tagen von 71,7 % und an nonNSL-Tagen von 66,6 %. Diese Trefferraten bewegen sich in einer ähnlichen Größenordnung wie bei verwandten Studien, wurden jedoch als zu gering für den Einsatz in der Praxis des Lawinenwarndienstes im Kapruner Tal beurteilt.

Als einflussreichste Parameter erwiesen sich das Tagesmaximum der Lufttemperatur des Prognosetages und die maximale Niederschlagsintensität bei Regen während des Prognosetages (gleitender 1-Stunden-Niederschlag). Dem Schneedeckenaufbau wurde kein signifikanter Einfluss bescheinigt, was jedoch in der zu geringen Anzahl und Frequenz verfügbarer Schneeprofile begründet liegen mag. Die Globalstrahlung besitzt ebenfalls keinen Einfluss auf die Nassschneelawinenaktivität, die Schneetemperatur konnte aufgrund mangelhafter Datenqualität nicht berücksichtigt werden. Die Unterscheidung in Modelle für Regen-Tage und Nicht-Regen-Tage erwies sich beim verwendeten Datensatz als nicht gerechtfertigt.

Als Ursache der relativ geringen Prognosegüte werden die teilweise mangelhafte Datenqualität (v. a. Schneetemperatur) bzw. der zu geringe Datenumfang (v. a. Schneeprofile) sowie Verzerrungen aufgrund bestimmter unvermeidbarer Maßnahmen zur Datenaufbereitung (v. a. Schneefallgrenze und Verifizierung Nassschneelawinen) angesehen. Auf diesen Erkenntnissen basierend werden Vorschläge zur Verbesserung der Prognosegüte angeführt.

Abstract

Wet snow avalanches pose a threat to human beings, buildings and infrastructure in alpine environments. The mechanical properties of wet snow and the influencing parameters for the release of wet snow avalanches are still poorly understood, compared to those of dry snow avalanches. Only very few avalanche forecast models are existing that are tailored specifically for wet avalanche forecasting.

The infiltration of liquid water into a dry snowpack following melting or rain leads to abrupt changes in snow properties and the stability of the whole snowpack. Liquid water causes a loss of strength which is primarily responsible for triggering wet snow avalanches. This release mechanism stands in contrast to the one for dry snow avalanches which are in most cases triggered by an additional load (i.e. new snow, skier etc.).

The processes of water infiltration into the snowpack are complex and difficult to predict. Liquid water infiltrates irregularly and infiltration patterns depend on snowpack properties. Liquid water content (LWC), water infiltration and hence snowpack stability are spatially and temporally strongly variable. The actual methods of measuring the LWC (manually or automatically) are error-prone and its practicability is limited. Consequently snowpack investigation as well as snowpack simulation via numerical models in wet snow is more challenging than in dry snow.

Therefore the goals of this Master thesis are:

- to summarize the state of the art of science concerning the properties of wet snow and the release of wet snow avalanches,
- to find a consistent definition for wet snow avalanches (the basic requirement is the existence of wet snow in the starting zone) and define the delimitations to mixed avalanches and dry avalanches,
- to statistically analyse long-term avalanche occurrence data, meteorological data and snowpack information from the Kaprun valley in the Austrian Alps (transitional climate) with regard to wet snow avalanche occurrences and
- based on these analyses, to extract the primary influencing parameters (meteorological and snowpack parameters) that are triggering wet snow avalanches, as well as
- to develop a forecast model using binomial logistic regression in order to predict wet snow avalanches in the Kaprun valley.

For that reason 233 wet snow avalanche days including 472 wet snow avalanches from 43 avalanche tracks in the Kaprun valley (elevation of the starting zones between 1200 and 3300 m) and 320 days without wet snow avalanches in the same area, extracted from the winters 1994/95 until 2010/11, were used for analysis. During this period a slightly increasing trend of the relative occurrence of wet snow avalanches was noticeable.

Using binomial logistic regression several forecast models were developed. A different sample size (maximum of 553 cases) and amount of parameters (maximum of 38 meteorological and nivological parameters) was used for the development of each of the models. Besides, the original dataset was divided into days with rain and days without rain. Models were developed for both groups. The regression equation of each model, generated by the logistic regression procedure, computes whether the occurrence of wet snow avalanches on the prediction day is likely or not.

The rate of correct predictions was used as an index for the success of the models. The models were ranked via the rate of correct predictions and compared with the success rate of the reference model (permanent forecasting of “no wet snow avalanche” for each day of the winter season).

The best forecast model reached an overall success rate of 68.6 % with a correct prediction rate of 71.7 % on days with wet snow avalanches and of 66.6 % on days without wet snow avalanches observed. These success rates of the developed models are similar to those of related studies. However, the success rate seemed to be too poor for an application of the model at the avalanche warning service in the Kaprun valley.

The best predictor variables proved to be the prediction day maximum air temperature and the prediction day maximum rain intensity (maximum moving 1-hour precipitation sum). Snowpack parameters did not have a statistically significant influence on wet snow avalanche hazard. The small amount of available snow-pit data during the analysed wet snow avalanche cycles might be responsible for this unexpected result. Radiation did not show up as a significant variable too. Snow temperature was not considered during analysis since the dataset proved to be of poor quality. The discrimination between models developed for days with rain and models developed for days without rain proved to be not reasonable.

The reason for the rather low success rate was supposed to be up to the partially poor data quality (i.e. snow temperature), the partially small amount of available data (i.e. snow pack parameters) and biases caused by several unavoidable data treatment procedures (i.e. snowline during precipitation events, verification of wet snow avalanches). Based on these results, recommendations were made to improve the success rates of the prediction models.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung 1

1.1 Idee und Motivation der Arbeit 1

1.2 Aktueller Stand in der Erforschung von Nassschneelawinen und Vergleich mit jenem von Trockenschneelawinen 4

1.3 Definitionen 5

1.3.1 Wassergehalt und Feuchtigkeit 5

1.3.2 Kornform der Schneekristalle 6

1.3.3 Lawinentypen (Auswahl) 7

1.3.3.1 Einteilung der Lawinen nach dem Wassergehalt 7

1.3.3.2 Einteilung der Nassschneelawinen nach der Form des Anrisses 11

1.3.3.3 Einteilung der Nassschneelawinen nach der Lage der Gleitfläche 12

1.4 Probleme bei Definition und Aufnahme von Nassschneelawinenereignissen 14

1.5 Zielsetzung und Abgrenzung der Fragestellung 16

2 Literaturrecherche 18

2.1 Eigenschaften von Nassschnee 18

2.1.1 Freies Wasser und Wassergehalt (Feuchtigkeit) des Schnees 18

2.1.2 Dichte, Porenanteil, Setzung und Wasseräquivalent 23

2.1.3 Duktilität und Verformbarkeit 23

2.1.4 Brucheigenschaften und Bruchfortpflanzung 24

2.1.5 Eindringwiderstand bzw. Härte 25

2.2 Schmelzmetamorphose 26

2.3 Mechanische Eigenschaften von Nassschnee 32

2.3.1 Festigkeit und Stabilität bei unterschiedlichem Wassergehalt 32

2.3.2 Festigkeit und Stabilität bei Schmelz-Frier-Zyklen an der Schneeoberfläche 34

2.3.3 Festigkeit und Stabilität bei Vorhandensein flüssigen Wassers an der Basis der Schneedecke 35

2.4 Wasserinfiltration in die Schneedecke 35

2.4.1 Entstehung von nassem Schnee 35
2.4.2 Eigenschaften der Wasserinfiltration 36
2.4.3 Messung der Wasserinfiltration bzw. Bestimmung ihrer Infiltrationsmuster 45
2.5 Prozesse bei Auslösung und Abgang einer Nassschneelawine 47
2.5.1 Einfluss der Scherfestigkeit 47
2.5.1.1 Kohäsion 48
2.5.1.2 Reibung 48
2.5.2 Auslösung nasser Lockerschneelawinen 51
2.5.3 Auslösung nasser Schneebrettlawinen 53
2.5.4 Auslösung von Gleitschneelawinen 54
2.5.5 Abgang von Nassschneelawinen 56
2.5.6 Entrainment 57
2.5.7 Bodenerosion durch Grundlawinen 58
2.5.8 Einflüsse auf Bewegung und Auslauflänge einer Nassschneelawine 58
2.5.9 Der Nassschneelawinenzyklus 60
2.6 Eigenschaften von Nassschneelawinen 63
2.6.1 Fließgeschwindigkeit und Fließverhalten 63
2.6.2 Anpralldruck 65
2.7 Ablagerungen von Nassschneelawinen 67
2.8 Zusammenstellung möglicher Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen 71
2.8.1 Topografische Einflussfaktoren 72
2.8.1.1 Hangneigung 72
2.8.1.2 Exposition zur Sonne 73
2.8.1.3 Exposition zum Wind 75
2.8.1.4 Höhenlage 75
2.8.1.5 Bodenrauigkeit 76
2.8.1.6 Bewaldung 76
2.8.2 Meteorologische Einflussfaktoren 77

2.8.2.1 Lufttemperatur 77
2.8.2.2 Luftfeuchtigkeit 78
2.8.2.3 Strahlung und Energiebilanz 79
2.8.2.4 Niederschlag 83
2.8.2.5 Windgeschwindigkeit und -richtung 87
2.8.2.6 Bodenwärme 88
2.8.3 Nivologische Einflussfaktoren 88
2.8.3.1 Schneehöhe 88
2.8.3.2 Schneetemperatur 89
2.8.3.3 Wassergehalt und Wasserinfiltration 90
2.8.3.4 Schneedeckenaufbau 90
2.9 Räumliche und zeitliche Unterschiede der Nassschneelawinenaktivität 94
2.9.1 Klimatische Unterschiede 94
2.9.2 Historische Entwicklung und Trend der Nassschneelawinenaktivität 98
2.10 Messung des Wassergehalts der Schneedecke 99
2.11 Untersuchung des Schneedeckenaufbaus in Nassschnee 106
2.12 Eignung von Stabilitätstests bei Nassschneebedingungen 109
2.13 Schneedeckensimulation bei Nassschnee 110
2.14 Methoden der Lawinenvorhersage 113
2.15 Schutzmaßnahmen vor Nassschneelawinen 119
2.15.1 Permanente Schutzmaßnahmen 120
2.15.2 Temporäre Schutzmaßnahmen 123
2.15.3 Eignung der Schutzmaßnahmen vor Nassschneelawinen 128
3 Datenauswertung 129
3.1 Herkunft der Daten 129
3.1.1 Angaben zum Daten-Eigentümer 129
3.1.2 Angaben zum Gebiet 131
3.1.3 Lawinenprognose durch den Betriebslawinenwarndienst und das Projekt NAFT 132

3.2 Beschreibung, Qualität und Aufbereitung der Datensätze 135
3.2.1 Topografische Daten 135
3.2.2 Meteorologische Daten 137
3.2.2.1 Beschreibung der Daten 137
3.2.2.2 Qualität der Daten 139
3.2.2.3 Datenaufbereitung 140
3.2.3 Daten über die Schneedecke 142
3.2.3.1 Beschreibung der Daten 142
3.2.3.2 Qualität der Daten 144
3.2.3.3 Datenaufbereitung 146
3.2.4 Daten über Lawinenereignisse 148
3.2.4.1 Beschreibung der Daten 148
3.2.4.2 Qualität der Daten 149
3.2.4.3 Datenaufbereitung 151
3.3 Methodik der Datenauswertung 154
3.3.1 Definitionen 154
3.3.2 Auswahl der Analysewinter 155
3.3.3 Grundlegende Auswertungen der Datensätze 156
3.3.4 Analyseverfahren und Entwicklung von Prognosemodellen 156
3.3.4.1 Mögliche Analyseverfahren (Literaturrecherche) 156
3.3.4.1.1 Numerische Analyseverfahren und ihre Einsatzmöglichkeiten 156
3.3.4.1.2 Prognosemodelle und ihre Einsatzmöglichkeiten 157
3.3.4.2 Verwendetes Analyseverfahren: Das LOGIT-MODELL (logistische Regression) 158
3.3.5 Verfügbare Parameter 163
3.3.6 Modelltypen 169
3.3.7 Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell 173
4 Ergebnisse und Diskussion 174
4.1 Auswertungen der Datensätze 174

4.1.1 Lawinencharakteristik der Analysewinter 174
4.1.2 Nassschneelawinen je Lawinenbahn 175
4.1.3 Trend der relativen Häufigkeit von Nassschneelawinen 177
4.1.4 Meteorologische Parameter: Vergleich NSL- vs. nonNSL-Tage 178
4.1.5 Gradtagzahlmethode 184
4.2 Entwickelte Prognosemodelle 185
4.3 Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell 192
4.4 Diskussion 194
4.4.1 Ausgangsdaten 194
4.4.2 Ins Modell aufgenommene Parameter 197
4.4.3 Prognosegüte der Modelle 201
4.4.4 Integration des Schneedeckenaufbaus 204
5 Schlussfolgerungen 206
5.1 Einflussreiche Parameter 206
5.2 Modellwahl und Modellkritik 207
5.3 Hilfestellungen für die Arbeit des Lawinenwarndienstes 208
5.4 Verbesserungsvorschläge und Anregungen 208
5.4.1 Datengrundlagen 208
5.4.2 Datenaufbereitung, Auswertung und Prognosemodelle 212
6 Ausblick 219
7 Literaturverzeichnis 221
8 Tabellenverzeichnis 232
9 Abbildungsverzeichnis 234
10 Anhang 239

Abkürzungsverzeichnis

CH	Schweiz
LWC	Wassergehalt (*liquid water content*)
LWC_m	gravimetrischer Wassergehalt
LWC_V	volumetrischer Wassergehalt ($LWC_V = LWC_m * \rho_s$ [kg/dm³])
MOBO	meteorologische Station Mooserboden
mWC	von Hand geschätzter Wassergehalt (*manual liquid water content*)
nonNSL	keine Nassschneelawine(n)
nonNSL-Tag	Tag mit keinem Nassschneelawinenabgang (Trockenschneelawinen möglich)
NSL	Nassschneelawine(n)
NSL-Tag	Tag mit einem bzw. mehreren Nassschneelawinenabgängen
SLF	Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, Schweiz
SMP	SnowMicroPenetrometer
T_S	Schneetemperatur
TSL	Trockenschneelawine
VHP	VERBUND Hydro Power AG
ρ_s	Schneedichte

Die Erklärung der Abkürzungen der für die Modellentwicklung verwendeten Parameter erfolgt in Kap. 3.3.5.

1 EINLEITUNG

1.1 Idee und Motivation der Arbeit

Von allen Erdoberflächenmaterialien (Boden, Fels, Eis, Schnee) besitzt Schnee die geringste Stabilität. Dies ist der Grund, warum Schneelawinen häufiger auftreten als Bodenrutschungen, Felsstürze oder Eislawinen (McCLUNG und SCHAERER 2006). Die komplexen und sich ständig wandelnden Eigenschaften von Schnee, die die Ursache für die vielen verschiedenen Arten von Schnee sind, machen die Faszination dieses Materials aus.

Die Faszination des Materials Schnee kann jedoch gerade aufgrund ihrer stark variablen Eigenschaften schnell in akute Gefährdung umschlagen. Trocken- wie Nassschneelawinen stellen im immer stärker besiedelten und genutzten alpinen Raum eine Gefahr für Siedlungen, Industrie und Infrastrukturlinien dar.

Eine möglichst exakte Lawinenvorhersage besitzt somit einen hohen Stellenwert für das menschliche Verhalten im winterlichen Hochgebirge. Während permanente Lawinenschutzmaßnahmen zu einer Verringerung der Lawinengefahr bei allen in Zukunft eintretenden Witterungs- und Schneeverhältnissen führen sollen, ist der Einsatz der meist kostengünstigeren und landschaftsverträglicheren temporären Schutzmaßnahmen (Warnungen, Sperren, künstliche Auslösung etc.) nur wirkungsvoll im Falle einer möglichst exakten Vorhersage der Gefahr (ZISCHG et al. 2005).

Es ist bekannt und belegt (u. a. ECKERT et al. 2010, VAN HERWIJNEN und SCHWEIZER 2011), dass die Auslösungswahrscheinlichkeit von Trockenschneelawinen in erster Linie von der Niederschlagsintensität (Neuschneehöhe) abhängig ist. Im Falle von Nassschneelawinen ist die Auslösung jedoch nicht in diesem hohen Maß von einem einzigen Parameter abhängig, sondern wird vielmehr von mehreren Faktoren unterschiedlicher Relevanz beeinflusst. Ein gewichtiges Ziel dieser Arbeit ist das Finden jener Parameter, die signifikanten Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen haben.

Der Fokus in Lawinenforschung, -beobachtung und -warnung liegt traditionell auf Trockenschneelawinen. Auch die meisten Prognosemodelle wurden für Trockenschneelawinen entwickelt, da diese für die meisten Lawinenopfer (Skifahrerlawinen und Katastrophenlawinen) verantwortlich zeichnen (MITTERER et al. 2009, TRAUTMAN 2008). Speziell für Infrastrukturlinien (Straßen etc.) können Nassschneelawinen jedoch oftmals die größere Gefahr darstellen (Frühjahrslawinen, Grundlawinen etc.). Häufig werden während einer Wintersaison

mehr Nassschneelawinen in einem Gebiet verzeichnet als Trockenschneelawinen[1], wenngleich Nassschneelawinen deutlich weniger Opfer fordern (WIESINGER 2004). Zudem integrieren die wenigsten bisherigen Lawinenprognosemodelle die Schneedecke und deren Stabilität (SCHWEIZER und WIESINGER 2001). Mit der vorliegenden Arbeit soll nun ein Schritt gesetzt werden, um die genannten Schwachstellen bisheriger Modelle zu verbessern.

Die Auswahl des Untersuchungsgebietes (Kapruner Tal) liegt einerseits in der freundlichen Kooperation mit dem Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach und andererseits in den einzigartigen, langjährigen Datenzeitreihen für dieses Gebiet begründet. Der Lawinenwarndienst ist für den Schutz der Speicherkraftwerke Kaprun, deren Betriebsgebäude und der Zufahrtsstraße (Personal, Besucher und Touristen) zuständig. Nassschneelawinen stellen immer wieder ernste Bedrohungen der Gebäude und Infrastrukturlinien dar. Als dramatischstes Nassschneelawinenereignis im Kapruner Tal, welches zu einem gewissen Anteil auch Anlassfall für diese Arbeit war, sei die Griesbachlawine vom 22. Mai 2004 beschrieben:

Am Samstag, den 22. Mai 2004, dem dritten Tag dieser Saison mit Linienbusbetrieb, herrschte bei Betriebsbeginn um 7:00 Uhr Regen bei +6°C und Nebel. Um 12:35 Uhr löste sich eine mächtige Nassschneelawine vom nordseitigen Hang des Bauernbrachkopfs (siehe Abbildung 1.1). Zum Abgang kam es nach intensiven Regenfällen, die in der vorangegangenen Nacht im Anbruchsgebiet in Schneefall übergingen. Es gelangte der Neuschnee und Teile der Altschneedecke in Bewegung. Die Lawine strömte, aus dem Griesbachgraben kommend, am Gegenhang einige Dutzend Meter aufwärts und verschüttete den Talstationsbereich des Lärchwand-Schrägaufzuges (Kubatur ca. 300.000 m³; siehe Abbildung 1.2). Ein Linienbus („Pendelbus Kesselfall – Schrägaufzug“), ein Schwerlastkraftwagen und ein Pkw (allesamt ohne Insassen) wurden umgekippt, verschüttet und beschädigt. Nur durch großes Glück kamen keine Menschen zu Schaden. Der Schrägaufzug mit Fahrgästen aus dem Linienbus verließ eine Minute vor dem Lawinenabgang die Talstation und befand sich zum Zeitpunkt des Lawinenabgangs etwa 100 m oberhalb der Talstation (STAUDINGER 2005).

[1] z. B.: Kapruner Tal während der Analysewinter dieser Arbeit: 51 % Nassschneelawinenanteil (siehe Kap. 3.2.4.1); Davos (Schweiz) im Winter 2003/04: 58 % Nassschneelawinenanteil (WIESINGER 2004)

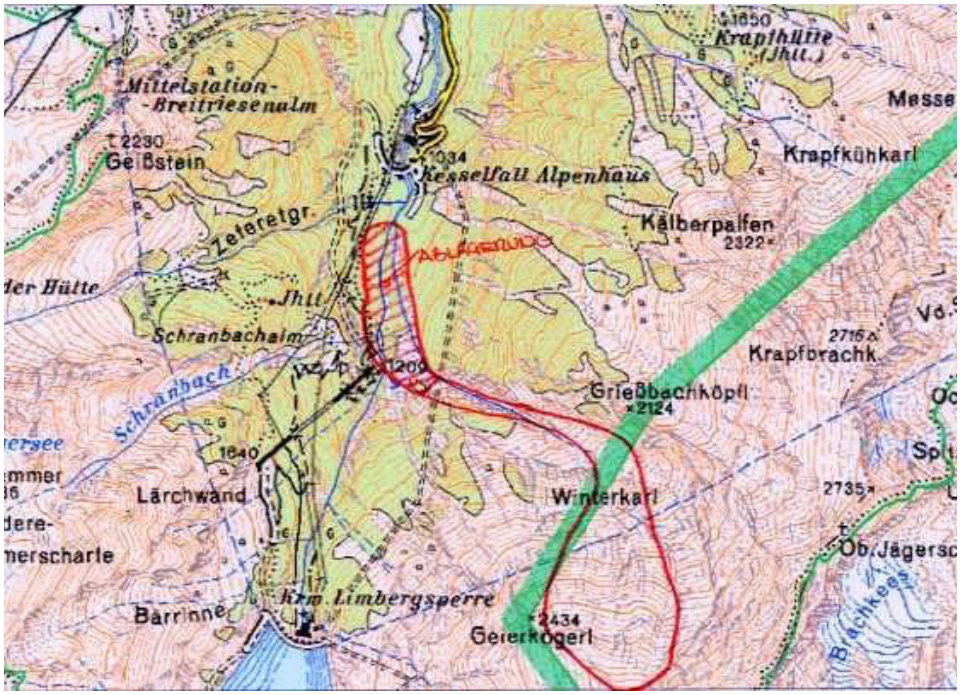


Abbildung 1.1: Übersicht über Anbruchsgebiet, Lawinenbahn und Ablagerungsgebiet der Griesbachlawine vom 22. Mai 2004 (Bild: VERBUND-Austrian Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach)

Abbildung 1.2: Ablagerung der Griesbachlawine vom 22. Mai 2004, im Bild der verschüttete Vorbereich der Talstation des Lärchwand-Schrägaufzuges und der erfasste Linienbus (Bild: VERBUND-Austrian Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach)

1.2 Aktueller Stand in der Erforschung von Nassschneelawinen und Vergleich mit jenem von Trockenschneelawinen

Nassschneelawinen stellen in vielen alpinen Regionen eine nicht zu unterschätzende Gefahr für Menschen und Infrastruktur dar, eine exakte Vorhersage ist derzeit jedoch noch sehr schwierig (MITTERER et al. 2009).

In den letzten Jahrzehnten lag der Schwerpunkt der Lawinenforschung auf der Verbesserung von Verständnis und Vorhersage von Trockenschneelawinen, da diese für die meisten Lawinenopfer verantwortlich zeichnen (MITTERER et al. 2009, TRAUTMAN 2008). Vor allem im Bereich der sogenannten Skifahrerlawinen sind durch Trockenschneelawinen ungleich mehr Opfer zu beklagen als durch Nassschneelawinen (PEITZSCH 2008). Im Gegensatz zu Trockenschneelawinen, deren Entstehung und Dynamik heute bereits sehr gut erforscht ist und Vorhersage und Modellierung weit entwickelt sind, fanden Nassschneelawinen in der Vergangenheit somit relativ gesehen weniger Beachtung. Es existieren bis dato immer noch relativ wenige wissenschaftliche Arbeiten über Nassschneelawinen. Folglich wird das Phänomen Nassschneelawine und im besonderen Teilaspekte wie die Wasserinfiltration in die Schneedecke und der Einfluss von flüssigem Wasser auf die Stabilität der Schneedecke derzeit nur unvollständig und rudimentär verstanden (BAGGI und SCHWEIZER 2009, SLF 2011, TECHEL 2010b). Des Weiteren besteht Uneinheitlichkeit in der Terminologie, den Ansätzen zur Erforschung des Phänomens und den Vorhersagemethoden (TRAUTMAN 2008).

Eine exakte Vorhersage von Nassschneelawinen ist äußerst schwierig, sowohl auf Ebene eines Einzelhanges als auch auf regionaler Ebene (TECHEL 2010b) und stellt die lokale Lawinenwarnung regelmäßig vor große Herausforderungen (MITTERER et al. 2009). Während meteorologische Informationen meist leicht verfügbar sind, aber bei alleiniger Betrachtung nicht genug Aussagekraft besitzen (TRAUTMAN 2008), können Schneedeckenuntersuchungen entscheidende Zusatzinformationen liefern. Diese sind jedoch in Nassschnee zeitaufwändig, besitzen nur geringe zeitliche Gültigkeit und sind schwierig zu interpretieren (TECHEL 2010b).

ECKERT et al. (2010), VAN HERWIJNEN und SCHWEIZER (2011) und andere aktuelle Studien bestätigen die seit jeher gültige These, dass der Haupteinflussfaktor für die Auslösung von spontanen Trockenschneelawinen die Niederschlagsintensität (Neuschneehöhe) ist. Beispielsweise kann in vielen Fällen die Wahrscheinlichkeit der Auslösung von Trockenschneelawinen annähernd gut von der 3-Tages-Neuschneesumme abgeleitet werden. Im Falle von Nassschneelawinen ist die Auslösung nicht in diesem hohen Maß von einem

einzigen Parameter abhängig, sondern auf das Zusammenspiel einer Vielzahl verschiedener Parameter zurückzuführen (ZISCHG et al. 2005).

Des Weiteren ist die Auslösung von Nassschneelawinen in den seltensten Fällen auf eine zusätzliche Auflast (Neuschnee, Wintersportler etc.) wie bei Trockenschneelawinen zurückzuführen, sondern vielmehr auf einen Festigkeitsverlust innerhalb der Schneedecke infolge des Einflusses flüssigen Wassers (McCLUNG 2002, TECHEL 2010b). Somit ist ein besseres Verständnis der komplexen Vorgänge in nassem Schnee, die zur Instabilität der Schneedecke führen, insbesondere für die in der Lawinenwarnung tätigen Personen, von nicht zu unterschätzender Wichtigkeit (MITTERER et al. 2009, SLF 2011).

1.3 Definitionen

1.3.1 Wassergehalt und Feuchtigkeit

Der **Wassergehalt** (*Liquid Water Content* – LWC) in der Schneedecke ist definiert als „die im Schnee befindliche und in flüssiger Phase vorliegende Wassermenge“ (FIERZ et al. 2009, 7) und wird mitunter auch als Flüssigwasseranteil bezeichnet. Der Wassergehalt wird entweder als volumetrischer Wassergehalt LWC_V (Wasservolumen bezogen auf das Gesamtvolumen) oder als gravimetrischer Wassergehalt LWC_m (Wassermasse bezogen auf die Gesamtmasse) angegeben. In dieser Arbeit wird, sofern nicht anders angegeben, stets der volumetrische Wassergehalt verwendet.

Der Wassergehalt wird nach der derzeitigen Praxis meist manuell geschätzt und nur zu Forschungszwecken genau bestimmt (SCHWEIZER und WIESINGER 2001). Möglichkeiten den Wassergehalt zu bestimmen, werden in Kap. 2.10 angeführt.

Die Bezeichnung **Feuchtigkeit** entspricht sinngemäß dem Wassergehalt. Meist spricht man von Feuchtigkeit im Zusammenhang mit der händisch ermittelten Feuchtigkeitsklasse (mWC) an einem Schneeprofil. Die Einteilung von Schnee nach Feuchtigkeitsklassen wird in Kap. 2.1.1 dargestellt.

Der Wassergehalt ist nur relevant für – zumindest teilweise – isotherme Schneedecken. Er hat keinen Einfluss auf die Stabilität trockenen Schnees (LWC = 0) (SCHWEIZER und WIESINGER 2001), sehr wohl aber auf jene nassen Schnees (LWC > 0) und somit auf die Auslösung von Nassschneelawinen.

1.3.2 Kornform der Schneekristalle

Die Zuordnung von Schneekristallen nach ihrer Kornform zu Kornformklassen ist in FIERZ et al. (2009) international geregelt. In dieser Arbeit werden mitunter mehrere Kornformklassen zu Kornformkategorien zusammengefaßt. In Tabelle 1.1 wird ein Überblick gegeben.

Tabelle 1.1: Kornformklassen von Schneekristallen (teilweise modifiziert nach FIERZ et al. 2009, LAND TIROL 2000, TECHEL 2010b)

Deutsche Bezeichnung	Englische Bezeichnung	Abkürzung	Beschreibung	Signatur	Kategorie
Neuschnee	*Precipitation Particles*	PP	ursprüngliche Form der Kristalle weitgehend erhalten	+	non-persistent grains (NP) **Neuschnee und runde Formen (RF)**
filziger Schnee	*Decomposing and Fragmented Precipitation Particles*	DF	ursprüngliche Form (Verästelungen) an länglichen, teilweise schon abgerundeten Bruchstücken noch erkennbar (beginnende abbauende Umwandlung)	/	
rundkörniger Schnee	*Rounded Grains*	RG	kleine runde, fast kugelförmige Körner (Ende der abbauenden Umwandlung, Altschnee)	●	
kantigkörniger Schnee	*Faceted Crystals*	FC	einzelne oder mehrere ebene Flächen und Kanten erkennbar, kantige Vollformen (beginnende aufbauende Umwandlung)	□	persistent grains (PG) **kantige Formen (KF)**
Becherkristalle, Schwimmschnee, Tiefenreif	*Depth Hoar*	DH	Hohlformen mit ebenen Flächen und deutlichen Kanten, oft gestuft, teilweise Bruchstücke (Endform der aufbauenden Umwandlung)	∧	
Oberflächenreif	*Surface Hoar*	SH	dünne, gefiederte oder flächige Kristalle (oft auch eingeschneit)	∨	
Schmelzformen	*Melt Forms*	MF	runde, oft zusammen gewachsene Körner (Kornaggregate), groß und fast durchsichtig	○	wet grains (WG) **Schmelzformen (SF)**
Eislamelle	*Ice Formations*	IF	Eisschicht	▬	ice **Eis**

1.3.3 Lawinentypen (Auswahl)

In diesem Kapitel werden Definitionen zu den in dieser Arbeit relevanten Lawinentypen gegeben. Die Definitionen richten sich im Wesentlichen nach der Internationalen Lawinenklassifikation (UNESCO 1981) und sind ergänzt und präzisiert durch weitere Angaben. Die Internationale Lawinenklassifikation gibt Lawinendefinitionen aufgrund beobachteter Parameter in Anbruchgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet.

1.3.3.1 Einteilung der Lawinen nach dem Wassergehalt

Im Folgenden wird ein Überblick über Lawinentypen aufsteigend nach dem Wassergehalt des von ihnen transportierten Schnees gegeben.

– ***Trockenschneelawine*** *(dry avalanche)*

Ist im Anbruchgebiet kein flüssiges Wasser im Lawinenschnee enthalten, kann dieser also als trocken bezeichnet werden, handelt es sich um eine *Trockenschneelawine*. Ist im Ablagerungsgebiet kein flüssiges Wasser in der Ablagerung enthalten, ist diese also trocken, wird von einer *trockenen Ablagerung* gesprochen (UNESCO 1981).

– ***Gemischte Lawine*** *(mixed avalanche)*

Eine gemischte Lawine (in Bezug auf den Wassergehalt) besitzt genau genommen zwei Definitionen:

Einerseits spricht man von einer gemischten Lawine, wenn einzelne Schichten der abgleitenden Schneedecke feucht bzw. nass sind, während andere Schichten (noch) trocken sind. Lawinen dieses Typs treten insbesondere dann auf, wenn der Zustand der trockenen Schneedecke bereits instabil ist und bei beginnender Durchfeuchtung (Regen, Sonneneinstrahlung etc.) die oberen Schichten feucht werden. Ist beim Abgang der Lawine die Feuchtigkeitsfront noch nicht bis zur versagenden Schicht vorgedrungen, ist diese also trocken, spricht man von einer gemischten Lawine (CONWAY und RAYMOND 1993, TECHEL 2010b). Beim turbulenten Abgang vermischen sich feuchte bzw. nasse Schneeschichten mit trockenen, wodurch die reine Betrachtung der Ablagerung nicht auf eine gemischte Lawine schließen lässt.

Andererseits werden als gemischte Lawinen auch jene Lawinen bezeichnet, die im Anbruchgebiet als Trockenschneelawine abbrechen, entlang ihrer Sturzbahn jedoch feuchte bzw. nasse Schneemassen mitreißen, sich vermischen und im Ablagerungsgebiet als nasse

Ablagerung zum Stillstand kommen (SLF 2008, TECHEL 2010b). Ein Beispiel einer Schadenlawine derartigen Typs und ihre Entstehung wird in STUDEREGGER et al. (2010) beschrieben. Auch Reibungsprozesse während dem Abgang können zu einer Erhöhung des Wassergehalts im Lawinenschnee führen. Diese Definition wird als die bedeutsamere angesehen. Bei der Datenauswertung in dieser Arbeit (Kap. 3) bezieht sich der Ausdruck „gemischte Lawine“ auf diesen Typus.

Umgangssprachlich bzw. bei der Aufnahme und Dokumentation von Lawinenereignissen kann der Begriff „gemischte Lawinen“ irreführend sein. Des Öfteren werden mehrere Lawinen zusammengefasst und als „gemischt“, im Sinne von „einige trockene und einige nasse“, jedoch nicht im Sinne der obigen Definitionen beschrieben.

– ***Feuchtschneelawine*** *(moist avalanche)*

In einigen Fällen wird von Feuchtschneelawinen gesprochen, wenn die manuelle Schätzung des Wassergehalts in der versagenden Schicht den Zustand feucht ergibt bzw. der gesamte abgleitende Teil der Schneedecke als feucht und daher noch nicht als nass zu bezeichnen ist. Nach der Internationalen Lawinenklassifikation (UNESCO 1981) ist jedoch nur zwischen Trockenschnee- und Nassschneelawinen aufgrund der Abwesenheit bzw. des Vorhandenseins von flüssigem Wasser in der Schneedecke zu unterscheiden. In dieser Arbeit werden demnach Feuchtschneelawinen den Nassschneelawinen zugerechnet.

– ***Nassschneelawine*** *(wet avalanche)*

Im Gegensatz zur Trockenschneelawine spricht man von einer *Nassschneelawine*, wenn im Anbruchgebiet flüssiges Wasser im Lawinenschnee enthalten ist. Analog dazu, bezeichnet man Lawinenschnee im Ablagerungsgebiet als *nasse Ablagerung*, wenn flüssiges Wasser in der Ablagerung vorhanden ist (UNESCO 1981).

Die notwendige Differenzierung zwischen Anbruch- und Ablagerungsgebiet sowie der Übergang von trocken zu nass, führt in der Beobachtungspraxis zu Problemen und Uneinheitlichkeit bei der Beschreibung von Lawinenabgängen hinsichtlich deren Wassergehalts (siehe dazu Kap. 1.4).

Die Fließgeschwindigkeit einer Nassschneelawine ist im Normalfall geringer als jene einer Trockenschneelawine (siehe Kap. 2.6.1) wodurch auch ihre Auslauflänge kürzer ist. Trotzdem übt sie aufgrund ihrer großen Dichte auf Hindernisse beträchtliche Kräfte aus (siehe Kap. 2.6.2) (LWD TIROL 2009a).

Abbildung 1.3: links: Beispiel einer Nassschneelawine (Bild: LWD TIROL)
rechts: Nassschneelawine mit gewundener Sturzbahn und fingerförmiger Ablagerung (Längenbodenlawine, Gem. Langwies, Graubünden, Schweiz) (Bild: Thomas Wiesinger)

– ***Sulzstrom*** *(slush flow)*

Ein Sulzstrom kann als „eine schnell fließende, hangabwärts gerichtete Massenbewegung eines Schnee-Wasser-Erde-Gemischs“ (SLF 2004) oder als „eine Suspension von in Wasser gelöstem Schnee“ (RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011, 72) beschrieben werden. Sulzströme treten vor allem in arktischen und subarktischen Regionen auf (DAVIS 1981), können in kleinerer Form jedoch auch in Gebirgen der gemäßigten Breiten vorkommen (SLF 2004). Sie treten meist während intensiven Regenfällen oder intensiven Schmelzperioden, zum Beispiel im Zuge von Warmlufteinbrüchen, auf (ONESTI 1989). Große Sulzströme werden häufig in einer relativ homogenen Schneedecke bestehend entweder aus Neuschnee oder aus grobkörnigem Schnee mit instabiler Basis über undurchlässigem Grund ausgelöst (HESTNES und KRISTENSEN 2010).

Hauptkomponenten für die Entstehung eines Sulzstroms sind neben geomorphologischen und nivologischen Faktoren vor allem das Vorhandensein von reichlich flüssigem Wasser, ein rascher Anstieg des Wassergehalts in der Schneedecke und ein undurchlässiger Stauhorizont (z. B. der gefrorene Boden). Innerhalb der wassergesättigten isothermen Schneedecke entsteht ein Wasserspiegel-Gefälle, das zu einem hydraulischen Druckgradienten und stark verminderter Reibung führt. Wenn ein gewisser Grenzwert erreicht wird, kann die Schneedecke, die durch die rasch ablaufende Schmelzmetamorphose grobkörnig geworden ist, wodurch nur mehr sehr schwache Kornbindungen (geringe Kohäsion) zwischen den

Schneekörnern bestehen (COLBECK 1995, McCLUNG und SCHAERER 2006) (siehe Kap. 2.2), dem hydraulischen Druckgradienten nicht mehr standhalten und der Sulzstrom setzt sich in Bewegung (SLF 2004).

Sulzströme können auch bei äußerst geringer Hangneigung auftreten (STETHEM et al. 2003), in einigen Fällen bereits ab 5° (RECCO 2011, McCLUNG und SCHAERER 2006). Häufige Auslösezonen sind flache Mulden, Bäche oder auch gefrorene Sümpfe und Seen (ONESTI 1989, SLF 2004), in jedem Fall jedoch Stellen an denen das flüssige Wasser durch einen Stauhorizont am Abfließen nach unten gehindert wird und sich ansammelt (COLBECK 1995). Sulzströme können auch aus Trocken- oder Nassschneelawinen entstehen, die entlang ihrer Lawinenbahn Wasser aufnehmen und sich zunehmend verflüssigen. Lawinen können aber auch als Trigger fungieren, indem sie beim Auftreffen auf eine wassergesättigte Schneefläche, einen Bachlauf oder einen See einen Sulzstrom auslösen (HESTNES und KRISTENSEN 2010).

Sulzströme besitzen fluvial-turbulenten Fließcharakter (KRISTENSEN o.J.) und können Geschwindigkeiten zwischen wenigen m/s bis zu 40 m/s erreichen (SLF 2004). Aufgrund des hohen Wassergehalts, der daraus resultierenden hohen Dichte und der geringen inneren Reibung besitzen sie enormes Zerstörungspotential (DAVIS 1981), das jenes von Lawinen vergleichbarer Größe deutlich übersteigt (HESTNES und KRISTENSEN 2010). Die Auslauflängen von großen Sulzströmen können mehrere Kilometer betragen (KRISTENSEN o.J.).

Sulzströme stellen den Übergang von Nassschneelawinen zu Murgängen dar und gehorchen Gesetzmäßigkeiten, die sie von Lawinen deutlich unterscheiden (RECCO 2011). Aufgrund dieser Besonderheit in Auslösung und Prozessablauf sind sie nicht Gegenstand dieser Arbeit.

Abbildung 1.4: Sulzstrom mit großem Zerstörungspotential in sehr flachem Gelände an der Snøheim-Straße in Nord-Norwegen (Bild: RECCO)

1.3.3.2 Einteilung der Nassschneelawinen nach der Form des Anrisses

– ***Nasse Lockerschneelawine*** *(wet loose avalanche)*

Lockerschneelawinen besitzen einen punktförmigen Anriss (UNESCO 1981), von dem ausgehend Sturzbahn und Ablagerungsgebiet typischerweise Dreiecks- oder „Birnenform“ aufweisen (LWD TIROL 2009a). Die Hauptursache für nasse Lockerschneelawinen ist eine Zunahme des Wassergehalts und eine damit in Zusammenhang stehende Abnahme der Festigkeit des Schnees (siehe Kap. 2.5.2) (TECHEL 2010b).

Abbildung 1.5: Beispiele nasser Lockerschneelawinen (Bilder: SLF)

– ***Nasse Schneebrettlawine*** *(wet slab avalanche)*

Schneebrettlawinen entstehen durch den Abbruch einer Schneetafel (LWD TIROL 2009a) und besitzen einen linienförmigen, quer zum Hang verlaufenden Anriss (UNESCO 1981). Im Gegensatz zu trockenen Schneebrettlawinen, die meist durch eine Zusatzbelastung (Skifahrer, Neuschnee etc.) ausgelöst werden, resultieren nasse Schneebrettlawinen – ebenso wie nasse Lockerschneelawinen – meist aus einer Abnahme der Festigkeit infolge einer Zunahme des Wassergehalts (siehe Kap. 2.5.3) (TECHEL 2010b).

Abbildung 1.6: Nasse Schneebrettlawinen in stark verspurten Hängen (Jakobshorn bei Davos, Graubünden, Schweiz) (Bild: Thomas Wiesinger)

1.3.3.3 Einteilung der Nassschneelawinen nach der Lage der Gleitfläche

– ***Oberlawine*** *(surface-layer slab avalanche)*

Die Gleitfläche, auf der die Lawine abgleitet, liegt innerhalb der Schneedecke (UNESCO 1981). Das heißt, die Lawine gleitet nicht am Boden ab, sondern auf einer versagenden Schneeschicht (LWD TIROL 2009a). Oberlawinen können sowohl Nassschneelawinen als auch Trockenschneelawinen sein.

Abbildung 1.7: Beispiel einer Oberlawine (Bild: LWD Tirol)

– ***Bodenlawine*** *(full-depth slab avalanche)*

Die Lawine gleitet auf der Bodenoberfläche ab (UNESCO 1981, LWD TIROL 2009a). Bodenlawinen können sowohl Nassschneelawinen als auch Trockenschneelawinen sein.

Abbildung 1.8: Beispiele von Bodenlawinen: links: Gr. Schmiedinger bei Niedernsill, Salzburg, Österreich (Bild: Johann Dörfler); rechts: Dent Favre bei Ovronnaz, Wallis, Schweiz (Bild: G. Sanga)

– ***Grundlawine*** *(ground avalanche)*

Hierbei handelt es sich um eine Bodenlawine, die entlang ihrer Sturzbahn stellenweise die Bodenoberfläche mitreißt und daher oft mit Erde und Schutt vermischt ist (LWD TIROL 2009a). Grundlawinen sind häufig Nassschneelawinen, die am Ende der Saison das Lawinen-Einzugsgebiet meist vollständig entleeren und zu beträchtlichen Erosionsschäden in Anbruchgebiet und Sturzbahn sowie Sedimentation von Erd- und Schuttmaterial im Ablagerungsgebiet führen können (siehe Kap. 2.5.7) (CEAGLIO et al. 2010). Der Abgang von Grundlawinen ist zumeist an das Vorhandensein flüssigen Wassers zwischen Schneedeckenbasis und Bodenoberfläche geknüpft (HIRASHIMA et al. 2010b).

Abbildung 1.9: Beispiel einer Grundlawine (Bild: www.thehighrisepages.de)

– ***Gleitschneelawine*** *(glide-crack avalanche, full-depth avalanche)*

Dieser Lawinentyp kann zu den Bodenlawinen gezählt werden und findet seine Ursache im Phänomen des basalen Schneegleitens. Wenn diese langsame Hangabwärtsbewegung der Schneedecke über die Bodenoberfläche, die durch glatten (langes Gras, Felsplatten etc.) oder feuchten Untergrund begünstigt wird, in eine schnelle Lawinenbewegung übergeht, spricht man von einer Gleitschneelawine (LWD TIROL 2009a). In der konventionellen Literatur (z. B. McCLUNG und SCHAERER 2006) wird für den Abgang einer Gleitschneelawine stets eine nasse Schneedecke vorausgesetzt. SIMENHOIS und BIRKELAND (2011) hingegen beschreiben auch Gleitschneelawinen deren Schneedecke beinahe zur Gänze aus trockenem Schnee besteht.

Abbildung 1.10: links: Gleitschneelawine, angebrochen auf plattigem Fels (Bild: LWD Tirol); rechts: Reste eines großen Gleitschneemauls und abgegangene Gleitschneelawine auf steilem Wiesenhang (Bild: SLF)

1.4 Probleme bei Definition und Aufnahme von Nassschneelawinenereignissen

Neben dem generellen Problem mangelnder Objektivität und Vergleichbarkeit bei der Aufnahme von Lawinenereignissen durch unterschiedliche Beobachter, die stark von Witterungs- und Sichtbedingungen, Erreichbarkeit, Erfahrung des Beobachters etc. abhängt (LATERNSER und SCHNEEBELI 2002), kommen bei der Aufnahme von Nassschneelawinen noch weitere Probleme erschwerend hinzu (TECHEL 2010b):

– Die Definition und somit die Identifikation als Nassschneelawine wird international bzw. regional sowie je nach Erfahrung der Beobachter unterschiedlich gehandhabt.

– In einigen Fällen wird zwischen Feucht- und Nassschneelawine unterschieden, in der überwiegenden Zahl der Fälle jedoch nicht.

– Lawinenereignisse werden in den meisten Fällen aufgrund ihrer Eigenschaften im Ablagerungsgebiet charakterisiert, ohne dabei die Bedingungen in der Startzone zu berücksichtigen. Somit werden nasse Ablagerungen fälschlicherweise automatisch auf eine Nassschneelawine zurückgeführt. Für die Auslösung der Lawine sind jedoch einzig die Verhältnisse in der Startzone ausschlaggebend. In einigen Fällen können Lawinen, die im Anbruchsgebiet in einer völlig trockenen Schneedecke angebrochen sind, während dem Abgang nassen Schnee aufnehmen oder es entsteht flüssiges Wasser durch Reibung der Partikel untereinander (McCLUNG und SCHAERER 2006), womit sie als nasse Ablagerung zum Stillstand kommen (siehe gemischte Lawinen, Kap. 1.3.3.1).

– Gemischte Lawinen, deren Auslösung andere Ursachen zugrunde liegen als bei Nassschneelawinen, sind aufgrund ihrer Ablagerung kaum als solche zu identifizieren und werden daher bei der Aufnahme von Lawinenereignissen meist falsch klassifiziert.

International kommen in den Regelwerken für Lawinenbeobachter verschiedene Definitionen für Nassschneelawinen zur Anwendung, was die Vergleichbarkeit weiter erschwert (TECHEL 2010b):

Schweizer Richtlinien beispielsweise klassifizierten den Lawinentyp ursprünglich nach dem Wassergehalt (trocken, nass) aufgrund der Charakteristik im Ablagerungsgebiet (TECHEL und PIELMEIER 2010). Der Lawinentyp „gemischte Lawine“ bezog sich auf eine Lawine deren Anriss trocken, die Ablagerung jedoch nass ist (SLF 2008). Die neuere Praxis in der Schweiz ist es jedoch „trocken“ und „nass“ auf das Anbruchsgebiet zu beziehen, wobei „gemischt“ bedeutet, dass der Zustand nicht klar ermittelt werden konnte.

US-amerikanische Richtlinien wiederum machen keine Angaben über den Ort der Wassergehaltsmessung zur Feststellung des Lawinentyps (GREENE et al. 2010). **Neuseeländische** Richtlinien schreiben dem Beobachter vor, den Ort der Wassergehaltsmessung (Anbruchs- oder Ablagerungsgebiet) zu vermerken (TECHEL 2010b). In **österreichischen** Regelwerken (beispielsweise im Ausbildungshandbuch der Tiroler Lawinenkommissionen) finden sich keine Hinweise auf die Beobachtungsart bzw. Aufnahmepraxis von Nassschneelawinen.

1.5 Zielsetzung und Abgrenzung der Fragestellung

Der Autor definiert folgende vier **Ziele** für diese Arbeit:

1 Der derzeitige Wissensstand zum Thema Nassschneelawinen soll mittels einer umfassenden Literaturrecherche zusammengeführt und in Kap. 2 dargestellt werden. Im Speziellen gilt es, die physikalischen und mechanischen Eigenschaften von Nassschnee, die Prozesse und Schemata der Wasserinfiltration in die Schneedecke, die Methoden zur Messung des Wassergehaltes und die möglichen Einflussfaktoren auf die Auslösung von Nassschneelawinen zusammenzutragen.

2 Anhand einer umfassenden Analyse eines außergewöhnlich großen Datenkollektivs an Lawinenereignissen, zur Verfügung gestellt vom Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG (VHP), Werksgruppe Kaprun-Salzach, sollen Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen und deren Zusammenwirken ermittelt werden (Kap. 3).

3 Aufbauend auf die gewonnenen Erkenntnisse sollen dem Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach nach Möglichkeit Hilfestellungen zur Beurteilung der Gefahr durch Nassschneelawinen in Form einfach anzuwendender Werkzeuge zur Verfügung gestellt werden (Kap. 5.3). Damit können, bei optimaler Zielerreichung, aufgrund der aus den meteorologischen, nivologischen und topografischen Daten extrahierten immer wieder kehrenden Schemata, Nassschneelawinenereignisse in einem betrachteten Einzugsgebiet mit möglichst hoher Wahrscheinlichkeit vorhergesagt werden.

4 Aus der Analyse einer großen Anzahl von Nassschneelawinenereignissen in Kap. 3 sollen Schlussfolgerungen zur Beurteilung der Gefahr durch Nassschneelawinen mit dem entwickelten Prognosemodell abgeleitet und ein allgemeiner Beitrag zum besseren Verständnis der Vorgänge und Einflussfaktoren bei der Auslösung und dem Abgang von Nassschneelawinen geliefert werden (Kap. 5.1).

Die Literaturrecherche einerseits und die Datenauswertung andererseits unterliegen folgenden **Abgrenzungen**:

– *Räumliche Abgrenzung*: Bei der Literaturrecherche werden keine geografischen Einschränkungen vorgenommen. Es werden Publikationen aus allen für das Thema der Arbeit relevant erscheinenden Regionen der Erde recherchiert. Die Datenauswertung hingegen beschränkt sich auf die Daten des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro

Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach, die einer räumlich eng umgrenzten Region im Kapruner Tal im österreichischen Bundesland Salzburg entstammen.

– *Zeitliche Abgrenzung*: Im Zuge der Literaturrecherche wird das Hauptaugenmerk auf Publikationen ab dem Jahr 2000 gelegt, wobei auch dem heutigen Erkenntnisstand nicht widersprechende ältere Publikationen berücksichtigt werden. Die zur Auswertung herangezogenen Datenzeitreihen besitzen, je nach Art und Detailierungsgrad, einen unterschiedlichen Beginn, der bei den jeweiligen Daten angegeben wird (Kap. 3.2). Das Ende der Zeitreihen ist in jedem Fall der Mai 2011.

– *Klimatische Abgrenzung*: Die Literaturrecherche erfolgt über alle Schneeklimate (maritim, Übergangsklimate, kontinental, inneralpin), wobei versucht wird, die Unterschiede in Hinblick auf die Auslösung von Nassschneelawinen herauszuarbeiten. Die Datenauswertung stützt sich auf Daten aus einer niederschlagsreichen Nord-Staulage im Übergangsklima.

– *Thematische Abgrenzung*: In der gegenständlichen Arbeit werden die natürliche Auslösung und die nicht durch Verbauungsmaßnahmen beeinflusste Ausbreitung von Nassschneelawinen behandelt. Die künstliche Auslösung sowie aktive temporäre oder permanente Schutzmaßnahmen werden nur im Überblick vorgestellt (Kap. 2.15). Die Ergebnisse der Datenauswertung sollen eine Grundlage für passive Schutzmaßnahmen bieten. Aufgrund der in Kap. 1.4 angeführten Uneinheitlichkeiten bei der Definition von Nassschneelawinen wird an dieser Stelle angemerkt, dass sich Aussagen betreffend Nassschneelawinen in dieser Arbeit, sofern nicht anders angegeben, auf jene Lawinen beschränken, die im Anbruchgebiet gemäß der Definition in Kap. 1.3.3.1 als Nassschneelawine bezeichnet werden können. Nur in solch einem Fall sind Vorgänge in nassem Schnee für die Auslösung der Lawine verantwortlich. Gemischte Lawinen beider Definitionen (siehe Kap. 1.3.3.1), bei denen das Versagen in jedem Fall in trockenem Schnee stattfindet, sind nicht Gegenstand dieser Arbeit und werden bei der Datenauswertung nicht berücksichtigt.

2 LITERATURRECHERCHE

2.1 Eigenschaften von Nassschnee

Schnee ist ein komplexes Drei-Phasen-System, bestehend aus Eis, Wasser und Luft (FIERZ et al. 2009). Das Verhältnis der drei Phasen zueinander bestimmt viele physikalische und mechanische Eigenschaften von Schnee (TECHEL 2010b). In diesem Kapitel wird auf die Eigenschaften von Schnee mit hohem Wassergehalt (Nassschnee) eingegangen.

2.1.1 Freies Wasser und Wassergehalt (Feuchtigkeit) des Schnees

Liegt die Schneetemperatur unter 0℃, so ist kein freies Wasser im Schnee enthalten. Der Wassergehalt beträgt somit 0 % und es handelt sich um trockenen Schnee. Schnee bei einer Schneetemperatur von 0℃ enthält hingegen für gewöhnlich in seinen Poren freies flüssiges Wasser. Die Schneetemperatur kann niemals mehr als 0℃ betragen, da die überschüssige Energie dann zum Schmelzen verwendet wird (LAND TIROL 2000).

Je nach der Feuchtigkeit des untersuchten Schnees werden unterschiedliche Bezeichnungen verwendet (siehe Tabelle 2.1). Diese sind bei der manuellen Abschätzung des Wassergehaltes (mWC) an einem Schneeprofil für die Beschreibung des Feuchtigkeitszustandes üblich und international normiert.

Tabelle 2.1: Feuchtigkeitsklassen von Schnee (FIERZ et al. 2009, LAND TIROL 2000 – teilweise modifiziert)

Feuchtigkeitsindex (mWC)	Deutsche Bezeichnung	Englische Bezeichnung	Abkürzung	Beschreibung	Wassergehalt LWC_V in %		Signatur
					Spannweite	Mittelwert	
1	trocken	dry	D	T_S liegt für gewöhnlich unter 0℃, in besonderen Fällen auch bei exakt 0℃. Formen eines Schneeballs ist nicht möglich.	0	0	
2	schwach feucht	moist	M	T_S = 0℃ Freies Wasser ist auch bei 10-facher Vergrößerung nicht sichtbar. Formen eines Schneeballs ist möglich (pappiger Schnee). (pendular regime – Subzone I)	0 - 3	1,5	I
3	feucht	wet	W	T_S = 0℃ Freies Wasser ist bei 10-facher Vergrößerung sichtbar. Kein Abfluss. Wasser kann mit Händen nicht ausgepresst werden. (pendular regime – Subzone II)	3 - 8	5,5	II
4	nass	very wet	V	T_S = 0℃ Freies Wasser ist mit freiem Auge deutlich erkennbar und fließt ab. Wasser kann mit Händen ausgepresst werden. Es ist immer noch ein beträchtlicher Luftanteil in den Poren enthalten. (Übergangsbereich pendular/ funicular regime)	8 - 15	11,5	III
5	sehr nass	soaked/ slush	S	T_S = 0℃ Der Schnee ist wassergesättigt. Der Luftanteil beträgt nur noch 20 bis 40 %. (funicular regime)	>15	>15	IIII

Schnee zeigt, ähnlich anderen porösen Medien, vier verschiedene Zustände der Wassersättigung (COLBECK 1982, COLBECK 1995, DENOTH 1999, DENOTH 2003)[2]:

1 Das **pendular regime** (*Pendelwasser, Porenwinkelwasser*) tritt bei geringem Wassergehalt (LWC_V bis etwa 8 %) auf und wird charakterisiert durch eine *isolierte Wasserphase* und *durchgehende Luftwege* im Porenraum. Aufgrund von Kapillarkräften und Oberflächenspannung liegt das flüssige Wasser entweder in den Kapillarräumen zwischen den Einzelkörnern in Form isolierter Wasserkörper oder ringförmig an der Kontaktzone zwischen den Eiskörnern vor. Das flüssige Wasser an den Kontaktpunkten zwischen den Eiskörnern stellt auch den elektrischen Kontakt her, somit bestimmt die Anzahl der ringförmigen Wasserkörper die elektrische Leitfähigkeit des Schnees. Dies ermöglicht die Bestimmung des Wassergehaltes von Schnee über die Messung der elektrischen Leitfähigkeit (siehe Kap. 2.10).

Das pendular regime kann in 2 Subzonen unterteilt werden (DENOTH 2003):

- In ***Subzone I*** (LWC_V bis etwa 4 %) dominieren Kapillarkräfte und Oberflächenspannung und zeichnen für die Geometrie der Wassereinschlüsse im Porenraum verantwortlich. Das flüssige Wasser wird durch diese Kräfte gehalten und fließt nicht nach unten ab. Dieses sogenannte *gebundene Wasser* (*irreducible saturation*) kann dem Schnee durch Drainage nicht entzogen werden. Die Abgrenzung zu Subzone II liegt in etwa bei einem LWC_V von 3 bis 4 %[3].

- In ***Subzone II*** (LWC_V zwischen 4 und 8 %) gewinnen gravitative Kräfte zunehmend an Bedeutung und überwiegen die oben genannten anderen Kräfte. Das flüssige Wasser beginnt der Schwerkraft folgend nach unten abzufließen.

2 Der **Übergangsbereich** bei einem Wassergehalt LWC_V zwischen ca. 8 und 14 % stellt einen Mischzustand zwischen pendular regime und funicular regime dar und ist gekennzeichnet durch sich verbindende Wasserkörper und deutlich überwiegende gravitative Kräfte.

[2] Die Untersuchungen wurden in alpinem Altschnee oder Firn vorgenommen, welcher bereits mehrere Schmelz-Frier-Zyklen unterlaufen hatte und somit durch Schmelzmetamorphose bereits vollständig umgewandelt war. Die mittlere Korngröße lag jeweils bei Werten über 1 mm.

[3] Jener Wassergehalt ab dem Abfluss einsetzt (Zustand der *irreducible saturation* wird überschritten) ist abhängig vom Schneetyp und der Schneedichte. Er wird erreicht, sobald ca. 5 % des Porenvolumens mit Wasser gefüllt sind. Dies entspricht bei einer Schneedichte von ca. 350 bis 400 kg/m³ in etwa einem LWC_V von 3 bis 4 % (DENOTH 2003, BRUN 1989).

3 Das **funicular regime** (*offenes Kapillar- oder Strangwasser*) tritt bei höherem Wassergehalt (LWC_V ab etwa 14 %) auf und wird charakterisiert über das *Auftreten von durchgehenden wassergefüllten Kapillaren* und *isolierten Gaseinschlüssen*.

4 Der Zustand der **völligen Wassersättigung** tritt bei sehr hohem Wassergehalt auf (z. B. bei Einstauung – siehe Sulzströme, Kap. 1.3.3.1). Es bestehen keine Gaseinschlüsse mehr im wassergefüllten Porenraum.

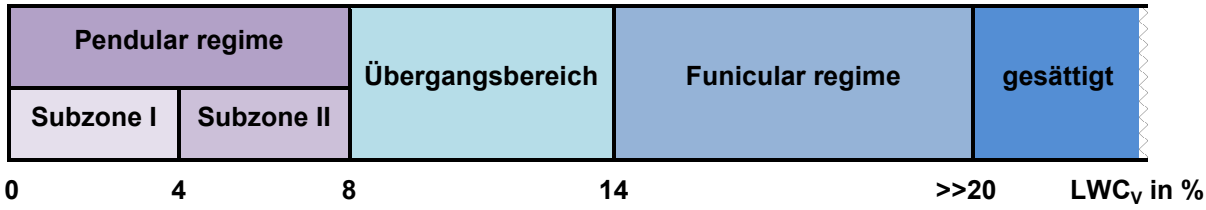


Abbildung 2.1: Zustände der Wassersättigung von Schnee

Lange Zeit galt es als unumstößlich, dass der beginnende Übergang von pendular regime zu funicular regime bei einem Wassergehalt von etwa 8 % die kritische Grenze zu instabilen Verhältnissen darstellt (ARMSTRONG und IVES 1976, BRUN und REY 1987, BHUTIYANI 1994). Bei Werten zwischen 0 und ca. 8 % überwögen die Kapillarkräfte und verhinderten eine Entfestigung. BHUTIYANI (1994) beispielsweise beobachtete in Feldversuchen bis zu einem Wassergehalt von 6 % keine Abnahme der Scherfestigkeit, über 6 % Wassergehalt verringerte sich die Scherfestigkeit jedoch drastisch (beginnender Übergang von pendular regime zu funicular regime). Die These der Beibehaltung der Festigkeit bei geringem Wassergehalt wird durch neueste Erkenntnisse jedoch teilweise entkräftet. Beispielsweise kam TECHEL (2010b, 124) nach umfangreichen Untersuchungen zu der Erkenntnis, dass „eine Entfestigung […] bereits bei einem Wassergehalt deutlich kleiner als 8 vol. %“ auftreten kann. Eine mögliche Begründung wird in Kap. 2.3 gegeben.

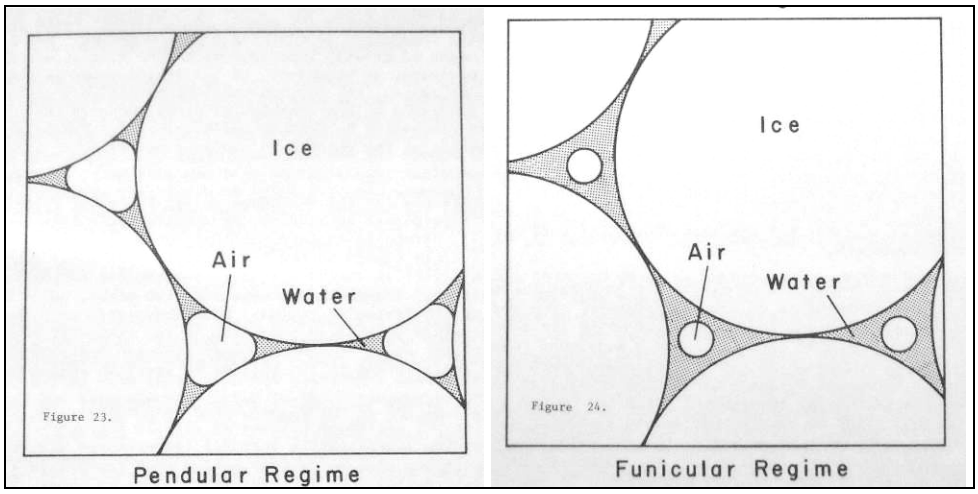


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung von pendular regime (links) und funicular regime (rechts) (Bilder: ARMSTRONG und IVES 1976)

TECHEL und PIELMEIER (2011) definierten in Abhängigkeit von der vertikalen und horizontalen Verteilung des Wassergehalts in der Schneedecke fünf verschiedene **Feuchtigkeits-Profilklassen** (siehe Abbildung 2.3).

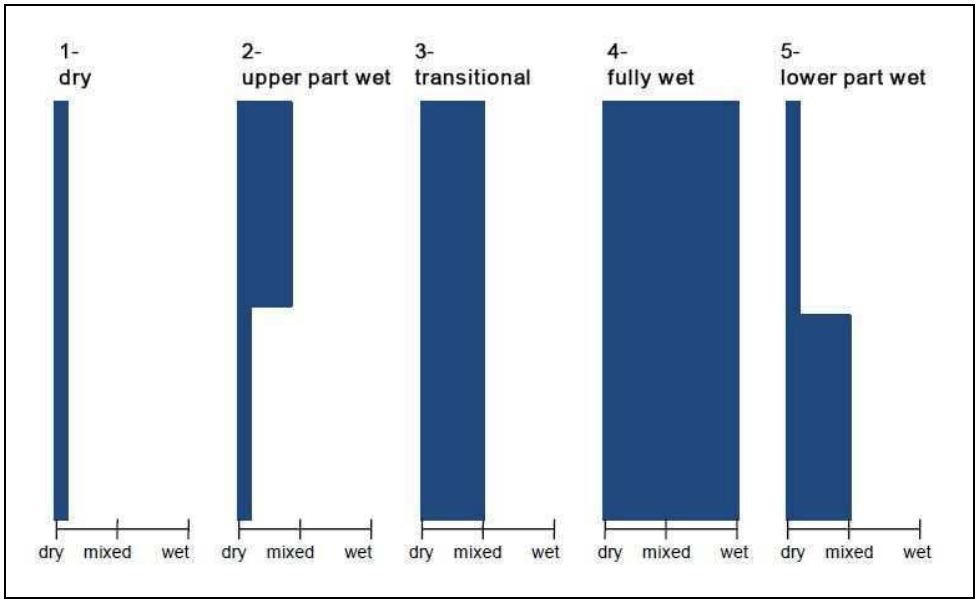


Abbildung 2.3: Die fünf Feuchtigkeits-Profilklassen: die Abszisse gibt den prozentuellen Anteil nassen Schnees in der jeweiligen Schneehöhe wider (horizontale Verteilung des Wassergehalts), die Ordinate gibt Aufschluss über die vertikale Verteilung des Wassergehalts in der Schneedecke (Grafik: TECHEL und PIELMEIER 2011)

2.1.2 Dichte, Porenanteil, Setzung und Wasseräquivalent

Nassschnee weist üblicherweise eine **Dichte** ρ_s zwischen 300 und 600 kg/m³ und einen **Porenanteil** n zwischen 35 und 67 % auf (LAND TIROL 2000). Zum Vergleich: Neuschnee besitzt im Durchschnitt eine Dichte von ca. 100 kg/m³ und einen Porenanteil von etwa 90 %.

Die Dichte erfährt vor allem zu Beginn der Durchfeuchtung einer trockenen Schneedecke hohe Zunahmen infolge großer Setzungsraten (siehe auch „Regen auf Schnee", Kap. 2.8.2.4, Punkt 2) (BRUN 1989, MARSHALL et al. 1999). TECHEL (2010b) konnte eine Zunahme der Dichte bei beginnender Durchfeuchtung jedoch nur für Neuschnee und runde Kornformen, nicht für kantige Kornformen feststellen.

Setzung tritt ein, sobald flüssiges Wasser einer Schneedecke zugeführt wird. Die Setzung findet jedoch nicht gleichmäßig über die Fläche statt (ZWIMPFER 2011). Schnee im Bereich präferentieller Abflusskanäle (siehe dazu Kap. 2.4.2) setzt sich rascher als abseits derartiger Abflusskanäle, woraus eine unebene Schneeoberfläche resultieren kann. Bei einer vollständig umgewandelten, isothermen Schneedecke stellt sich schlussendlich wieder eine ebene Schneeoberfläche ein (CONWAY und RAYMOND 1993, SINGH et al. 1997).

Die Setzungsrate wird einerseits durch die zusätzliche Auflast (Regen) und andererseits durch die Prozesse der Schmelzmetamorphose bestimmt. Die Setzungsrate ist zu Beginn der Durchfeuchtung sehr groß und nimmt bei fortgeschrittener Schmelzmetamorphose wieder ab (CONWAY und RAYMOND 1993).

Entsprechend der Dichte ist auch das **Wasseräquivalent** pro Volumseinheit bei Nassschnee deutlich größer als bei trockenem Schnee. Das Wasseräquivalent kann manuell über die Dichtebestimmung mittels Stechzylindern ermittelt, direkt bestimmt (SNOWPILLOW etc.) oder numerisch modelliert werden (SNOWPACK etc.). Ein Vergleich verschiedener Methoden findet sich in EGLI et al. (2009).

2.1.3 Duktilität und Verformbarkeit

Versuche von ZWIMPFER (2011)[4] zeigen, dass sich Nassschnee bei Lasteinwirkung deutlich duktiler verhält als trockener Schnee. Nasser Schnee lässt somit ein höheres Maß an Verformung zu bevor es zum Bruch kommt. Einerseits führt also flüssiges Wasser zu einer Aufweichung des Schnees infolge Verringerung der Kohäsion (siehe Kap. 2.5.1.1), was wiederum in einer Verminderung der Festigkeit resultiert, andererseits können auf Nass-

[4] Die Versuche wurden mit Schnee geringen Wassergehalts durchgeführt (pendular regime).

schnee aufgebrachte Lasten durch die größere Verformbarkeit bis zu einem gewissen Grad besser aufgenommen werden als bei trockenem Schnee.

2.1.4 Brucheigenschaften und Bruchfortpflanzung

ZWIMPFER (2011) führte Belastungsversuche mit natürlichen Schneeproben (trocken und nass) im Kältelabor unter standardisierten Bedingungen durch[5]. Es zeigten sich bei trockenem und nassem Schnee unterschiedliche **Bruchtypen**: Trockener Schnee bildete meist eine klar definierbare Bruchfläche aus, wohingegen Nassschnee eher kollabierte ohne ein bestimmtes Muster zu zeigen. Das flüssige Wasser führt zu einer Aufweichung des Schnees, wodurch entweder keine klar erkennbaren oder viele zufällig zueinander angeordnete Bruchlinien auftreten.

Die **Bruchspannung**, also jene Spannung die auf die Schneedecke aufgebracht werden muss, um einen Bruch herbeizuführen, ist bei Nassschnee etwa um die Hälfte geringer als bei trockenem Schnee (ZWIMPFER 2011). Der Wassergehalt des Nassschnees lag bei diesen Versuchen im Mittel über das beprobte Schneevolumen in etwa bei 6 % (beginnender Übergang pendular zu funicular regime), bei einigen Proben aber auch darunter. Die ungleichmäßige Infiltrationscharakteristik lässt jedoch auf lokal deutlich höhere Werte (funicular regime), die zum Bruch führten, schließen. Diese Ergebnisse sind jenen von BHUTIYANI (1994) ähnlich.

ZWIMPFER (2011) versuchte auch **akustische Emissionen** vor dem Bruch mit einem Empfangsgerät aufzuzeichnen. Es zeigte sich, dass in Nassschnee die Anzahl akustischer Emissionen unmittelbar (ca. 20 bis 30 Sekunden) vor dem Bruch signifikant zunimmt. Es wird angenommen, dass die akustischen Emissionen von den brechenden Kornbindungen stammen, die zunächst durch das flüssige Wasser geschwächt werden und schließlich brechen. Die Messung akustischer Emissionen in nassem Schnee kann möglicherweise zu einem völlig neuen Hilfswerkzeug zur Vorhersage von Nassschneelawinen weiterentwickelt werden.

Das **Bruchfortpflanzung**spotential ist bei Nassschnee hingegen geringer als bei trockenem Schnee. Es nimmt bei einsetzender Durchfeuchtung der Schneedecke rasch ab (McCLUNG und SCHAERER 2006). Diese Tatsache ist unter anderem verantwortlich für die Schwierig-

[5] Die Versuche von ZWIMPFER (2011) wurden in dieser Art und Weise erstmals an Nassschnee durchgeführt, wobei die Versuchanordnung erst optimiert werden muss. Die Ergebnisse unterliegen somit Einschränkungen: Sie wurden nur für zwei unterschiedliche Schneetypen durchgeführt und die Zuführung des flüssigen Wassers sowie die Messung des Wassergehaltes erwiesen sich aufgrund der ungleichmäßigen Infiltration als fehleranfällig.

keiten bei der gezielten Auslösung von Nassschneelawinen mittels Sprengung (siehe Kap. 2.15.2).

Über die Mechanismen der Bruchfortpflanzung in nassem Schnee ist noch relativ wenig bekannt. TECHEL (2010b) fand mittels Stabilitätstests heraus, dass das Bruchfortpflanzungspotential in nassem Schnee größer ist, wenn die versagende Schwachschicht aus kantigen Kristallformen besteht und geringer ist, wenn sie aus Neuschnee, runden Formen oder Schmelzformen aufgebaut ist.

Das Bruchfortpflanzungspotential von nassem Schnee wird zudem maßgeblich durch das Vorhanden- bzw. Nicht-Vorhandensein von Schmelzharschdeckeln beeinflusst. Das Bruchfortpflanzungspotential ist signifikant höher, wenn ein gefrorener Schmelzharschdeckel auf der nassen Schneedecke vorhanden ist und nimmt deutlich ab, sobald dieser entfernt wird (z. B. durch Auftauen untertags) (TECHEL 2010b). Im Gegensatz dazu, stellten SIMENHOIS und BIRKELAND (2008) fest, dass das Bruchfortpflanzungspotential von trockenen Schneedecken zunimmt, sobald deren Oberfläche erwärmt und angefeuchtet wird. Möglicherweise überträgt das beschleunigte Kriechen in der feuchten obersten Schneeschicht Spannungen auf die tiefer liegende trockene Schwachschicht und erhöht dadurch das Bruchfortpflanzungspotential dieser Schwachschicht.

2.1.5 Eindringwiderstand bzw. Härte

Mit dem beginnenden Einfluss flüssigen Wassers (Schmelzen der Kornverbindungen etc., siehe Kap. 2.2 und 2.3) auf eine trockene Schneedecke nimmt der Eindringwiderstand (gemessen als Handhärte oder Rammhärte) ab. Dieser Trend ist signifikant vor dem Beginn eines Nassschneelawinenzyklus (ARMSTRONG und IVES 1976).

Versuche von TECHEL (2010b) bzw. TECHEL et al. (2011) zeigten, dass die Veränderung des Eindringwiderstands bei beginnender Durchfeuchtung (geringer Wassergehalt) stark von der Kornform abhängig ist: Die Härte von Schneeschichten bestehend aus kantigen Kristallformen oder Schmelzformen nimmt bereits bei geringem Wassergehalt ($LWC_V < 3$ %) deutlich ab, wohingegen der Eindringwiderstand bei Neuschnee und runden Kristallformen bei geringem Wassergehalt gegenüber trockenen Schneebedingungen gleich bleibt oder sogar geringfügig zunimmt. Am drastischsten ist die Abnahme des Eindringwiderstands beim Aufschmelzen gefrorener Schmelzformen, beispielsweise beim Auftauen eines Schmelzharschdeckels untertags. Höhere Wassergehalte ($LWC_V > 3$ %) verringern den Eindringwiderstand generell bei allen Kornformen.

Ein geringer Eindringwiderstand, also eine geringe Härte der beprobten Schneeschicht, ist stets Ausdruck einer geringen Festigkeit und somit einer geringen Stabilität dieser Schneeschicht. Derartige durch den Einfluss flüssigen Wassers entfestigte Schwachschichten sind meist der versagende Horizont im Falle der Auslösung nasser Schneebrettlawinen (siehe Kap. 2.3.1 und 2.5.3).

2.2 Schmelzmetamorphose

Durch die Zufuhr flüssigen Wassers in eine trockene Schneedecke kommt es zu bedeutenden Transformationen im Gefüge des Schnees (TECHEL et al. 2011):

– **Kornrundung** (Veränderung der Kornform)

– **Kornvergröberung** (Zunahme der Korngröße)

– zunächst teilweise zu einer **Verfestigung** (Neuschnee und runde Kornformen), dann zu einer deutlichen **Entfestigung** der Schneedecke (Veränderung der Kornbindungskräfte)

– **Setzung** der Schneedecke (Zunahme der Schneedichte)

Flüssiges Wasser kann der Schneedecke entweder aus der Atmosphäre (**extern**) zugeführt (Regen) oder in der Schneedecke selbst (**intern**) gebildet werden (Schmelzen). Letzterer Fall tritt bei hohen Lufttemperaturen und/oder hohem Strahlungseintrag ein, sobald die oberen Bereiche der Schneedecke auf 0℃ erwärmt wur den. In der Folge wird die gesamte überschüssige Energie zum Schmelzen verwendet (ARMSTRONG und IVES 1976).

Die Veränderung des Schneegefüges durch flüssiges Wasser wird als *Schmelzmetamorphose* bezeichnet. Die Schneekristalle werden abgerundet und Hohlformen füllen sich auf. Es kommt zu einer Abnahme der spezifischen Oberfläche der Körner (infolge Abrundung) (BRUN 1989). Die zunächst geringen Mengen flüssigen Wassers sammeln sich aufgrund der Oberflächenspannung an den Kornkontakten (*Porenwinkelwasser*, **pendular regime**). Durch weiteres Fortschreiten dieser Vorgänge entstehen große runde **Schmelzformen** (SF, siehe Abbildung 2.4), die zumeist Kornaggregate bilden. Durch Abnahme des Porenraums infolge der Rundung der Körner kommt es zu einer Zunahme der Dichte (LAND TIROL 2000). Solange nur sehr geringe Mengen flüssigen Wassers im Schnee enthalten sind, kommt es im Falle rundkörniger Kristalle (RF) zu einer *Verfestigung* der Schneedecke (McCLUNG und SCHAERER 2006). Im Falle kantiger Kristallformen (KF) kann es jedoch bereits bei geringem Wassergehalt zum gegenteiligen Effekt einer *Entfestigung* kommen (TECHEL 2010b). Eine Erklärung dieses Phänomens wird in Kap. 2.3.1 versucht.

Kommt es zu einer weiteren Erhöhung des Wassergehalts durch fortschreitende Wasserzufuhr (Regen oder Schmelzen), so füllen sich die Poren zusehends mit Wasser (**funicular regime**), das von der Schneekristall-Matrix nicht mehr gehalten werden kann und von gravitativen Kräften getrieben lotrecht abfließt. Durch das Auflösen der Kornbindungen und den Verlust der Kapillarkräfte kommt es zu einem drastischen *Festigkeitsverlust*. In vielen Fällen erfolgt das Abfließen nicht gleichmäßig in der gesamten Schneedecke, sondern konzentriert in sogenannten *präferentiellen Abflusskanälen* (siehe Kap. 2.4.2) (LAND TIROL 2000).

Werden Wärmezufuhr und Schmelzen unterbrochen (z. B. durch nächtliche Ausstrahlung), kommt es zum **Wiedergefrieren** des flüssigen Wassers (in den oberen Schichten) der Schneedecke. Beim Gefrieren von Wasser wird viel latente Wärme frei und teilweise der Schneedecke zugeführt, was den Gefrierprozess verlangsamen kann.

Durch Aneinanderfrieren bilden sich *Kornaggregate* (Polykristalle). Die Kornaggregate nehmen nach mehreren **Schmelz-Frier-Zyklen** (*melt-freeze-cycles*) eine amorphe Gestalt an, wobei die Einzelkörner immer weniger erkennbar sind (siehe Abbildung 2.4). Die Kornaggregate können bei längerem Ausbleiben des Gefrierens durch Schmelzprozesse jedoch wieder den stabilen Schmelzform-Ausgangszustand einnehmen. Somit finden sich in Nassschnee Kornaggregate runder und amorpher Gestalt mit unzähligen Übergangsformen (siehe Abbildung 2.4) (COLBECK 1995). Insgesamt kommt es zu einer Zunahme der durchschnittlichen Korngröße (Kornvergröberung – *grain coarsening*). WAKAHAMA (1965) beschreibt das Wiedergefrieren durch Temperaturabnahme bzw. Ausstrahlung, also durch Verlust fühlbarer Wärme, und die damit verbundene Korngrößenzunahme als *erste Form der Kornvergröberung* bzw. COLBECK (1995) als *ersten Mechanismus der Rekristallisation* im Zuge der Schmelzmetamorphose.

Kommt es zu einem vollständigen Zusammenfrieren erreicht der Schnee sehr hohe Festigkeit, da sich breite Verbindungsbrücken zwischen den Körnern ausbilden können (z. B. Harschdeckel). Durch Gefrieren von in tiefere, noch kalte Schichten der Schneedecke eingesickertes flüssiges Wasser entstehen Eislamellen (LAND TIROL 2000).

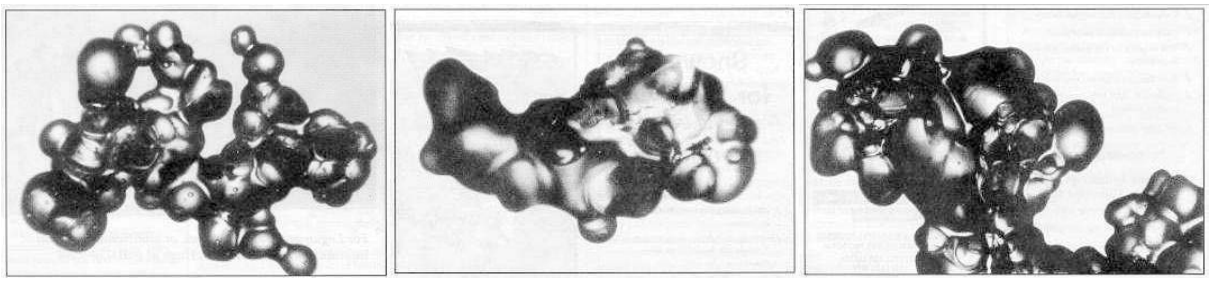


Abbildung 2.4: Formen von Kornaggregaten, entstanden durch Schmelzmetamorphose. Bild links: Schmelzform (Polykristall), entstanden durch selektives Wachstum der Einzelkörner und Zusammenschluss zu Kornaggregaten unter weitgehendem Ausbleiben von Gefrier-Prozessen (stabiler Schmelzform-Ausgangszustand); Bild Mitte: Amorpher Polykristall nach mehreren Schmelz-Frier-Zyklen; Bild rechts: Mischform (Bilder: COLBECK 1995)

Die Schmelzmetamorphose kann ihren Ausgang bei allen Kornformen nehmen (siehe Abbildung 2.5).

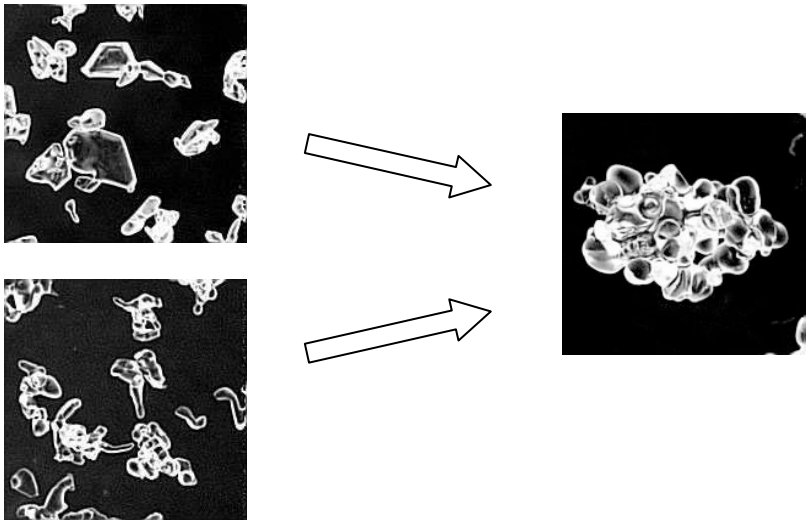


Abbildung 2.5: Kornformveränderung, Korngrößenzunahme und Bildung von Kornaggregaten während der Schmelzmetamorphose. Die Schmelzmetamorphose kann ihren Ausgang bei allen Kornformen nehmen; Bild links oben: kantige Formen (KF), Bild links unten: runde Formen (RF), Bild rechts: Schmelzformen (SF) (Bilder: Fierz, SLF).

Das Schmelzen der Körner während der Schmelzmetamorphose erfolgt selektiv (COLBECK 1995). Die Geschwindigkeit der Prozessabläufe (Kornrundung und Kornvergröberung) ist abhängig vom Wassergehalt (McCLUNG und SCHAERER 2006):

1 bei hohem Wassergehalt (LWC_V > 8 % - *funicular regime*):

Größere Körner besitzen aufgrund ihrer kleineren Krümmung der Kornoberfläche einen geringfügig höheren **Schmelzpunkt** (McCLUNG und SCHAERER 2006). Beispielsweise ist der Schmelzpunkt bei Körnern von 0,1 mm Durchmesser um 5,13 x 10^{-5} °C niedriger als bei Körnern mit 2 mm Durchmesser (WAKAHAMA 1965). Damit schmelzen kleinere Körner früher als größere. Auch RAYMOND und TUSIMA (1979) berichteten, dass zur gleichen Zeit kleinere Körner aufgrund ihrer größeren Krümmung der Kornoberfläche schmelzen, während an größeren Körnern mit geringer gekrümmter Kornoberfläche das flüssige Wasser wieder gefriert (*Kornkrümmungs-Effekt – grain curvature effect*).

Der spezifische Schmelzpunkt eines Korns bestimmt den Wärmefluss zum bzw. vom Korn. Es erfolgt ein **Wärmefluss** von den größeren Körnern, die durch die beim Anfrieren flüssigen Wassers (Volumszunahme) frei werdende latente Wärme geringfügig wärmer werden, zu den kleineren Körnern, die durch das Schmelzen (Volumsabnahme) geringfügig kühler werden, da für den Schmelzvorgang latente Wärme zur Verfügung gestellt werden muss. Dieser Vorgang wird als *thermische Diffusion* bezeichnet[6] und ist für die Beschleunigung des Kornwachstums bei der Schmelzmetamorphose verantwortlich (COLBECK 1979, COLBECK 1995, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Größere Körner wachsen somit auf Kosten kleinerer, wodurch letztere verschwinden (**selektives Wachstum**) (ARMSTRONG und IVES 1976). Die Einzelkörner verbinden sich zu Kornaggregaten[7] (siehe Abbildung 2.4 und Abbildung 2.5) und der Schnee wird gleichmäßig *grobkörnig* (> 1 mm Korndurchmesser) (LAND TIROL 2000). Diese Vorgänge beschrieb WAKAHAMA (1965) als *zweite Form der Kornvergröberung* bzw. COLBECK (1995) als *zweiten Mechanismus der Rekristallisation* bei der Schmelzmetamorphose. Im Gegensatz zur ersten Form (siehe oben) läuft sie bei isothermen Bedingungen ab und es bedarf keiner Abkühlung der Schneedecke, also keinem Verlust fühlbarer Wärme durch Temperaturabnahme oder Ausstrahlung.

An Stellen mit größerem mechanischen Druck (z. B. an **Korn-zu-Korn-Kontakten**) treten Schmelzvorgänge früher ein, wodurch es zu einer Entfestigung der Schneedecke kommt (siehe Kap. 2.3) (ARMSTRONG und IVES 1976, McCLUNG und SCHAERER 2006). Das entstehende Wasser wandert zur unbelasteten Seite des Korns, wo es wieder gefriert.

[6] im Gegensatz zur *Wasserdampf-Diffusion* aufgrund des Dampfdruckgradienten zwischen Körnern unterschiedlicher Temperatur bzw. Oberflächenkrümmung (aufbauende Metamorphose)

[7] nähere Ausführungen zur geometrischen Ausbildung der Kornaggregate finden sich u. a. in COLBECK (1979)

Dadurch kommt es zu einer **Rundung** der Körner (LAND TIROL 2000). Die Druckabhängigkeit von Schmelzen und Wiedergefrieren wird als **Regelation** bezeichnet.

Die physikalischen Vorgänge bei der Schmelzmetamorphose sind stark abhängig vom Wassergehalt. Bei hohem Wassergehalt und daher geringem Luftanteil im Porenraum laufen die Prozesse deutlich schneller ab als bei geringem Wassergehalt und höherem Luftanteil, da in Wasser der Wärmefluss von den großen zu den kleinen Körnern schneller erfolgen kann als in Luft (McCLUNG und SCHAERER 2006, WAKAHAMA 1965). So kann die **Wachstumsrate** der Korngröße bei hohem Wassergehalt beachtliche Werte erreichen. Beispielsweise berichteten HASHIMOTO et al. (2005) von durchschnittlichen Werten der Wachstumsrate von 0,4 x 10^{-3} mm³/h pro Korn (bei einem LWC von 10 %). Bereits WAKAHAMA (1965) und RAYMOND und TUSIMA (1979) untersuchten das Kornwachstum in wassergesättigtem Schnee, BRUN (1989) erstmals auch bei geringen Wassergehalten (siehe Punkt 2, Seite 31). In allen Fällen wurde eine lineare Wachstumsrate mit der Zeit festgestellt. In Tabelle 2.2 (Seite 31) wird ein Vergleich der Angaben von verschiedenen Autoren über die Zunahme der mittleren Korngröße bei unterschiedlichen Wassergehalten gegeben. Mit fortlaufender Einwirkungsdauer flüssigen Wassers nimmt die Korn-Wachstumsrate jedoch bei allen Wassergehalten deutlich ab (BRUN 1989).

Ähnlich dem Kornwachstum laufen auch die Prozesse der Kornrundung bei höherem Wassergehalt deutlich schneller ab als bei geringerem (BRUN 1989). Zusätzlich kommt es zu einer Zunahme der Schneedichte und einer beschleunigten Setzung (ARMSTRONG und IVES 1976). Aufgrund des Einflusses des Wassergehalts auf die Vorgänge bei der Schmelzmetamorphose, finden diese bevorzugt entlang präferentieller Abflusskanäle (siehe Kap. 2.4.2) statt (WAKAHAMA 1965).

Hält der Zustand hohen Wassergehalts längere Zeit an (einige Tage), kommt es zu einer Zunahme der Dicke (und somit der Stärke) der Kornverbindungen der Einzelkörner innerhalb der Kornaggregate (WAKAHAMA 1965), wodurch es zu einer Festigung der Schneedecke kommt. Dies ist der Fall in durch Schmelzmetamorphose völlig umgewandelten Schneedecken, die sehr hohe Festigkeiten erreichen können (z. B. Altschneedecke spät im Frühjahr, Schneedecke einige Tage nach intensiven Regenereignissen etc.) (TECHEL 2010b).

2 bei geringem Wassergehalt (LWC_V < 8 % - *pendular regime*):

Im Falle des pendular regime ist die Gasphase im Porenraum vollständig miteinander verbunden, während die flüssige Phase isoliert vorliegt (siehe Kap. 2.1.1). Dadurch ist eine thermische Diffusion in der flüssigen Phase nur mehr eingeschränkt möglich. Das Kornwachstum wird nun hauptsächlich getrieben durch **Wasserdampfdiffusion** in der Gasphase, die in trockenem Schnee auch für die aufbauende Metamorphose verantwortlich ist. Dieser Prozess läuft jedoch deutlich langsamer ab. Die Wasserdampfdiffusion ist abhängig vom Wasserdampfdruck um die einzelnen Körner, der wiederum über die Oberflächenkrümmung und somit die Korngröße bestimmt wird. Der Wasserdampfdruck über konvexen Oberflächen nimmt mit zunehmender Krümmung zu, wodurch die Wasserdampfdiffusion von den kleineren zu den größeren Körnern erfolgt (McCLUNG und SCHAERER 2006). Wasserdampfdiffusion erfolgt auch zwischen unterschiedlich gekrümmten Oberflächen desselben Korns (z. B. von konvex zu konkav) wodurch es zu einer gleichmäßigen *Rundung* der Körner kommt (LAND TIROL 2000).

Bei geringem Wassergehalt nimmt die **Korn-Wachstumsrate** pro Zeit mit zunehmendem Wassergehalt exponentiell (mit der dritten Potenz des Wassergehaltes) zu. Das heißt, zunehmender Wassergehalt beschleunigt das Kornwachstum immer mehr. Dies ist der Fall, bis der Zustand der *irreducible saturation* (siehe Kap. 2.1.1) überschritten wird (LWC_V ca. 3 bis 4 %). An diesem Punkt setzt Abfluss ein und die Korn-Wachstumsrate bleibt fortan konstant (BRUN 1989).

Tabelle 2.2: Zunahme der mittleren Korngröße (Korn-Wachstumsrate) während der Schmelzmetamorphose in Abhängigkeit des Wassergehalts

Volumetrischer Wassergehalt LWC_V	**Zunahme des mittleren Kornvolumens** nach WAKAHAMA (1965)	**Wachstumsrate pro Korn** nach BRUN (1989)	**Wachstumsrate pro Korn** nach HASHIMOTO et al. (2005) und anderen Autoren zit. in HASHIMOTO et al. (2005)
0 % (trockener Schnee)	~ 30 % in 5 Tagen	0,09 x 10^{-3} mm³/h	0,004 x 10^{-3} mm³/h
1 %	-	0,2 x 10^{-3} mm³/h	-
2 %	~ 40 % in 3 Tagen	0,3 x 10^{-3} mm³/h	-
5 %	-	1,5 x 10^{-3} mm³/h	-
10 %	-	-	0,4 x 10^{-3} mm³/h
50 % (Eis-Wasser-Gemisch)	~ 170 % in 6 Tagen	-	5,6 x 10^{-3} mm³/h

2.3 Mechanische Eigenschaften von Nassschnee

Die mechanischen Eigenschaften von Schnee resultieren aus seinem mikrostrukturellen Aufbau (TECHEL et al. 2011). Die Mikrostruktur von Schnee wiederum wird über Korngröße und Kornform der Schneekristalle, deren Anzahl je Volumseinheit, ihrer Anordnung und der Bindungen der Kristalle untereinander bestimmt. Die mechanischen Eigenschaften von Nassschnee sind zusätzlich und hauptsächlich abhängig vom Wassergehalt (McCLUNG und SCHAERER 2006).

2.3.1 Festigkeit und Stabilität bei unterschiedlichem Wassergehalt

Die Festigkeit von Nassschnee ist hauptsächlich vom Gefüge (Kornform und -größe, Kornbindungen etc.) und vom Wassergehalt abhängig. Generell kann behauptet werden, dass die Festigkeit von Nassschnee mit zunehmendem Wassergehalt abnimmt (McCLUNG und SCHAERER 2006):

Schnee im Zustand des **pendular regime** (siehe Kap. 2.1.1) besitzt aufgrund der wirkenden Kapillarkräfte (hoher Kapillardruck) und starker Kornbindungen nach ARMSTRONG und IVES (1976) und COLBECK (1979) hohe Stabilität. Nimmt der Wassergehalt zu und befindet sich der Schnee im Übergangsbereich pendular zu **funicular regime**, verringert sich die Stabilität umgehend, da der Kapillardruck sprunghaft abnimmt (McCLUNG und SCHAERER 2006) und nun hauptsächlich gravitative Kräfte auf das flüssige Wasser wirken (TECHEL et al. 2011). Der Übergang von pendular zu funicular regime stellt also nach Ansicht der meisten Autoren den Punkt beginnender Instabilität dar. Nimmt der Wassergehalt weiter zu, nimmt die Stabilität immer weiter ab und erreicht ihr Minimum in **wassergesättigtem Schnee** (*slush*). In wassergesättigtem Schnee liegen die Körner als „kohäsionslose Sphären“ (COLBECK 1979) ohne Kornbindungen vor (COLBECK 1995, McCLUNG und SCHAERER 2006). Dies führt zu sehr geringer Festigkeit und hoher Instabilität (COLBECK 1979).

An Korn-zu-Korn-Kontakten kommt es durch die Auflast der Schneedecke zu hohen Drücken. In Schnee mit **hohem Wassergehalt** setzen diese Drücke den Schmelzpunkt lokal herab. Der Schmelzpunkt ist umso geringer, je größer die wirkenden Kräfte und je kleiner die Kontaktfläche zwischen den Körnern ist. Das Schmelzen der Kontaktpunkte führt zu einer deutlichen Verringerung der Bindungsstärke zwischen den Körnern. Dieses Phänomen kann in einer Schneeschicht mit hohem Wassergehalt, beispielsweise über einem undurchlässigen Stauhorizont (Eisschicht, Boden etc.), zum Versagen und somit zur Auslösung einer Nassschneelawine führen (McCLUNG und SCHAERER 2006).

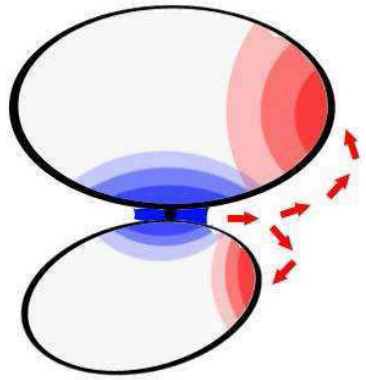
Im Falle **sehr geringen Wassergehaltes** (pendular regime) entscheiden die unterschiedlichen mikrostrukturellen Oberflächenkrümmungen der Körner und die daraus resultierenden Differenzen in Wasserdampfdruck und Temperatur in welche Richtung der Wärmefluss stattfindet. Erfolgt der Wärmefluss in Richtung der Kornkontakte, an denen das Porenwinkelwasser versammelt ist, so kommt es zum Schmelzen der Kornkontakte, der Zusammenhalt der Körner erfolgt nun hauptsächlich durch die Kapillarkräfte. Fließt die Wärme jedoch von den Kornkontakten weg, so kommt es zu einem Aneinanderfrieren der Körner und aufgrund der Eisbrücken zu einem starken Zusammenhalt der Körner und einer Festigung der Schneedecke (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Dieser Effekt mag die Ursache sein, dass es bei geringem Wassergehalt im Falle rundkörniger Kristalle (RF) zu einer **Verfestigung** der Schneedecke, im Falle kantiger Kristallformen (KF) jedoch bereits bei einem $LWC_V < 3$ % zum gegenteiligen Effekt einer **Entfestigung** kommt, wie dies bei den Untersuchungen von TECHEL (2010b) zu beobachten war. Der Autor stellt hierzu folgende gedankliche Theorie auf, ohne sie durch konkrete Versuchsergebnisse belegen zu können:

Rundkörnige Kristalle besitzen aufgrund ihrer lokal relativ geringen Oberflächenkrümmung einen lokal relativ hohen Schmelzpunkt, flüssiges Wasser tendiert daher zum Anfrieren. Hierbei wird die Schmelzwärme freigesetzt und strömt zu stärker gekrümmten Oberflächen, die zum Schmelzen tendieren und dazu Energie in Höhe der Schmelzwärme benötigen. Der schwach gekrümmten Oberfläche wird also Wärme entzogen, das Anfrieren wird verstärkt und an eventuell hier vorhandenen Kornkontakten gefriert das Porenwinkelwasser zur stabilen Eisbindung (siehe Abbildung 2.6).

Kantige Kristalle hingegen können an ihren Ecken extreme Krümmungen aufweisen, der Schmelzpunkt liegt hier somit relativ niedrig. An jenem Punkt tendiert der Eiskristall also zum Schmelzen. Hierfür wird die Schmelzwärme benötigt, die von weniger stark gekrümmten Oberflächen zuströmt. Eventuell an diesen Stellen vorhandene Kornbindungen beginnen somit durch die zuströmende Wärme zu schmelzen und lösen die Eisbindung der Körner auf. Der Zusammenhalt erfolgt nun lediglich über die viel schwächeren Kapillarkräfte.

Diesen Überlegungen liegt zu Grunde, dass **Kapillarkräfte** im Falle des Vorhandenseins von flüssigem Wasser in der Schneedecke in jedem Fall wirksam sind. Bei hohem Wassergehalt werden sie jedoch schwächer und verlieren durch die viel stärkeren gravitativen Kräfte an Einfluss. Bei geringem Wassergehalt sind sie deutlich stärker, reichen aber dennoch nicht immer aus, um die Schneedecke zu festigen. Eine Festigung vieler Schneedecken bei geringem Wassergehalt ist vor allem auf die Bildung von Eisbindungen zurückzuführen.



Bedingungen und Vorgänge am Kornkontaktpunkt (zeitlicher Ablauf):

1. Geringere Krümmung
2. Höherer Schmelzpunkt
3. Tendenz zum Anfrieren
4. Wärme wird freigesetzt
5. Wärme strömt weg
6. Wärmeentzug
7. Porenwinkelwasser gefriert
8. Eisbindung entsteht

Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der Bildung von Eisbindungen am Kornkontaktpunkt rundkörniger Schneekristalle (Bild: eigene Darstellung)

2.3.2 Festigkeit und Stabilität bei Schmelz-Frier-Zyklen an der Schneeoberfläche

Durch mehrmaligen Ablauf von Schmelz-Frier-Zyklen (beschrieben in Kap. 2.2) bilden sich an der Schneeoberfläche Krusten aus zu Kornaggregaten zusammengefrorenen großen Körnern. Diese sogenannten **Schmelzharschdeckel** entstehen vor allem bei Frühjahrsbedingungen. Durch die nächtliche Abkühlung und Ausstrahlung gefriert das flüssige Wasser an der Schneeoberfläche, wodurch die oberste Schneeschicht eine ausgesprochen hohe Festigkeit erreicht. Durch die Tageserwärmung und Sonneneinstrahlung kehrt die oberste Schneedecke im Laufe des Tages wieder zu instabilen Nassschneebedingungen zurück, wodurch es zu nassen Oberlawinen in Form von Lockerschneelawinen kommen kann (McCLUNG und SCHAERER 2006).

TRAUTMAN et al. (2006) führten Versuche zur Bestimmung der Scherfestigkeit von Schneeoberflächen während Schmelz-Frier-Zyklen mit Scherrahmen durch und konnten einen Zusammenhang dieser Ergebnisse mit dem Auftreten von nassen Lockerschneelawinen beobachten (siehe Kap. 2.5.2).

Wird ein Schmelzharschdeckel im Zuge von Neuschneefällen eingeschneit, kann er zukünftig als Gleitfläche für Oberlawinen in Erscheinung treten (McCLUNG und SCHAERER 2006).

2.3.3 Festigkeit und Stabilität bei Vorhandensein flüssigen Wassers an der Basis der Schneedecke

Der Abgang einer **Gleitschneelawine** (definiert in Kap. 1.3.3.3) ist meist an das Vorhandensein flüssigen Wassers an der Gleitfläche (Basis der Schneedecke) gebunden. Die unterste Schneeschicht (wenige Zentimeter Mächtigkeit) weist einen hohen Wassergehalt auf bzw. ist annähernd wassergesättigt. Dadurch verringert sich sowohl die Reibung des Schnees auf dessen Untergrund als auch die Bindung der Schneekörner untereinander (Kohäsion) (siehe Kap. 2.5.1). Zusätzlich nimmt die Viskosität mit zunehmendem Wassergehalt ab, wodurch die Überwindung von Untergrundrauigkeiten erleichtert wird. Die unterste Schneeschicht ist somit instabil und der Abgang einer Gleitschneelawine möglich (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Gefahr durch Gleitschneelawinen ist folglich gegeben, wenn flüssiges Wasser in die Schneedecke infiltriert (Schmelzen, Regen) und die Eindringtiefe bis zur Basis der Schneedecke reicht. In bestimmten Fällen kann jedoch auch flüssiges Wasser aus dem Erdboden austreten (Quellgebiete etc.) oder Bodenwärme die basale Schneeschicht anschmelzen. Die genauen Vorgänge, die zur Auslösung einer Gleitschneelawine führen, werden in Kap. 2.5.4 beschrieben.

2.4 Wasserinfiltration in die Schneedecke

2.4.1 Entstehung von nassem Schnee

Die Einflussfaktoren für die Entstehung von Nassschnee sind im Grunde dieselben, wie für die Auslösung von Nassschneelawinen. Sie sind in Kap. 2.8 ausführlich beschrieben. In diesem Kapitel soll als erster Überblick die Entstehung von Nassschnee und die Auslösung von Nassschneelawinen schematisch und generalisiert dargestellt werden (siehe auch Abbildung 2.7).

Bei fortlaufender Energiezufuhr (Lufttemperatur, Einstrahlung etc.) erhöht sich zunächst die Schneetemperatur bis sie 0℃ erreicht. Erst dann wird die zugeführte Energie für Schmelzprozesse verwendet (CONWAY et al. 2009). Bevorzugt schmelzen zunächst die Kornbindungen der Schneekörner, da an Stellen mit größerem mechanischen Druck (Korn-zu-Korn-Kontakte) der Schmelzpunkt geringfügig niedriger ist (siehe Kap. 2.2). Dadurch kommt es zu einer Entfestigung der Schneedecke, die in einem geringeren Eindringwiderstand messbar wird. Schlußendlich kommt es zu einem generellen Schmelzen. Ab diesem Zeitpunkt ist flüssiges Wasser in der Schneedecke vorhanden (Nassschnee) und die Gefahr von Nassschneelawinenabgängen steigt an.

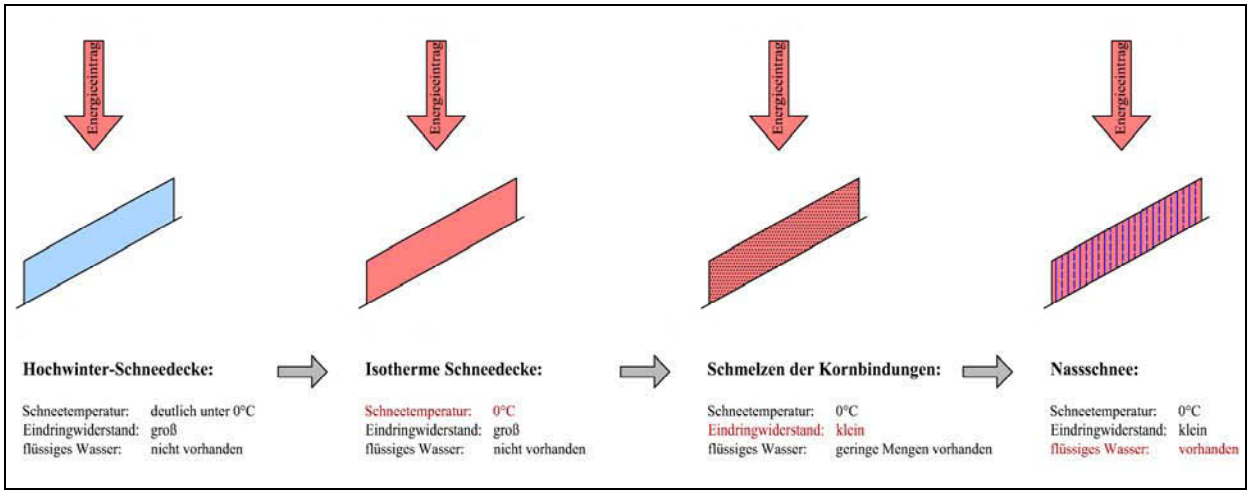


Abbildung 2.7: Schematische Darstellung der Entstehung von Nassschnee (Anm.: der Eindringwiderstand entspricht der Hand- bzw. Rammhärte)

2.4.2 Eigenschaften der Wasserinfiltration

Flüssiges Wasser, bereitgestellt durch Regen oder Schmelzen, infiltriert in eine Schneedecke zumeist in unregelmäßiger Art und Weise (TECHEL und PIELMEIER 2011). Es folgt der Schwerkraft in kleinen oder größeren Kanälen, fließt schicht- und hangparallel entlang undurchlässiger Schneeschichten oder staut sich an undurchdringbaren Schichtgrenzen (McCLUNG und SCHAERER 2006). Infiltrationsmuster und -geschwindigkeit sind abhängig von der Schneestruktur und -textur, der Schneetemperatur, der Hangneigung und der Menge flüssigen Wassers. Zudem bestehen entscheidende Wechselwirkungen zwischen Schmelzmetamorphose, hydraulischer Leitfähigkeit und Wasserinfiltration (TECHEL und PIELMEIER 2011).

Bereits WAKAHAMA (1965) erwähnte die Existenz von präferentiellen Abflusskanälen in Schnee. Versuche mehrerer Autoren (PEITZSCH et al. 2008, BROWN 2008, TECHEL 2010b, HIRASHIMA et al. 2010a, ZWIMPFER 2011 etc.) bestätigten, dass die Wasserinfiltration nicht gleichmäßig über die gesamte Oberfläche des betrachteten Schneevolumens erfolgt, sondern in hohem Maße ungleichmäßig über Abflusskanäle. Dadurch können deutliche Unterschiede im Wassergehalt und somit auch in den Schneeeigenschaften auf engstem Raum auftreten.

Die Wasserinfiltration in **granularen Materialien** wie Sand, Boden oder Schnee ist in ihren Grundzügen ähnlich. Im Vergleich zu anderen porösen Medien erschweren in Schnee jedoch Struktur-Diskontinuitäten, Schmelz-Frier-Prozesse und die Schneemetamorphose das Verständnis der Prozesse bei der Wasserinfiltration (TECHEL 2010b). Die hohe **räumliche Variabilität** der Wasserinfiltration erschwert zudem die Kenntnis der aktuellen Verteilung

flüssigen Wassers in einer Schneedecke, wenngleich das Infiltrationsmuster von oben gesehen oftmals sehr regelmäßig erscheint.

Die Wasserinfiltration in Schnee ist abhängig von der **Porosität** und der **Permeabilität** (Durchlässigkeit) der betreffenden Schneeschicht. Die Permeabilität ist abhängig von Korngröße, Dichte und Textur. Grobkörniger Schnee (z. B. vollständig umgewandelter Altschnee) ist durchlässiger als feinkörniger (TECHEL 2010b).

Schneeschichten sind in den seltensten Fällen wassergesättigt (z. B. über markanten Stauhorizonten). Zumeist erfolgt die Wasserinfiltration in einer **ungesättigten Schneedecke** und unterliegt dabei in erster Linie der Schwerkraft. Zwei unterschiedliche Arten der **vertikalen (gravitativen) Wasserinfiltration** (*vertical flow*) sind zu unterscheiden:

- **Matrixartige Wasserinfiltration** (*matrix flow*; Abbildung 2.11) (BENGTSSON 1982, PEITZSCH 2008, TECHEL 2010b):

  Bleibt die Infiltrationsrate unterhalb eines für die jeweiligen Schneeeigenschaften kritischen Werts, kommt es zu einer über die Fläche gleichmäßigen Durchfeuchtung der Schneedecke. Die Feuchtigkeitsfront schreitet an allen Punkten mit beinahe gleicher, relativ geringer Geschwindigkeit voran. Dies ist nur in annähernd homogenen Schneeschichten möglich. Matrixartige Wasserinfiltration zeichnet eher für nasse Lockerschnee-, denn Schneebrettlawinen verantwortlich.

- **Präferentielle Abflusskanäle** (*preferential flow, flow fingers*; Abbildung 2.10) (CONWAY und RAYMOND 1993, REARDON 2008, PEITZSCH 2008, TECHEL 2010b, TECHEL et al. 2011):

  Überschreitet die Infiltrationsrate hingegen den kritischen Wert, bilden sich präferentielle Abflusskanäle aus. Bereits geringste Unregelmäßigkeiten in scheinbar homogenen Schneeschichten führen zu lokalen Unterschieden in der hydraulischen Leitfähigkeit und begünstigen die Entstehung von präferentiellen Abflusskanälen. Oft nehmen diese ihren Ausgang an Schichtgrenzen.

  Größere präferentielle Abflusskanäle übernehmen, aufgrund der beschleunigten Schmelzmetamorphose und der daraus resultierenden höheren Permeabilität, auf Kosten kleinerer die Ableitung immer größerer Mengen Wasser, wodurch einige wenige leistungsfähige Hauptwasserwege übrig bleiben, die sich stetig verbreitern bis schlußendlich die gesamte Schneedecke durchnässt ist.

  In den präferentiellen Abflusskanälen infiltriert flüssiges Wasser deutlich schneller und somit auch tiefer als via matrixartigem Fluss in angrenzenden Bereichen. Dies

führt zu einer ungleichmäßigen Feuchtigkeitsfront und somit einem ungleichmäßigen, partiell jedoch sehr tiefreichenden Auftreten isothermer Schneebedingungen. Bereits in geringer Entfernung zu präferentiellen Abflusskanälen kann die Schneedecke trockene Bedingungen aufweisen, wodurch instabile, großteils trockene Schneebretter über einer wassergesättigten Schicht entstehen können. Die Ausbildung präferentieller Abflusskanäle kann die Stabilität der Schneedecke mitunter aber auch erhöhen, da die Schneedecke drainiert wird.

Präferentielle Abflusskanäle können oft über lange Zeit erhalten bleiben, da die an diesen Linien verstärkt auftretende Schmelzmetamorphose die hydraulische Leitfähigkeit weiter erhöht. Kommt es zu einem späteren Zeitpunkt zu einer Abkühlung der Schneedecke, können derartige präferentielle Abflusskanäle als „gefrorene Wasseradern“ (*percolation columns*, siehe Abbildung 2.8) in der Schneedecke konserviert werden.

Abbildung 2.8: im Zuge einer Schneeprofilaufnahme freigelegte wiedergefrorene präferentielle Abflusskanäle, zur Verdeutlichung mit Handschuhen hinterlegt (Bild: Thomas Stucki)

Gelangt flüssiges Wasser an eine Schichtgrenze kann der vertikale Fluss gebremst werden und horizontaler bzw. schichtparalleler Fluss (*horizontal flow, planar flow*) eintreten. Über einer undurchlässigen Schicht wird das flüssige Wasser solange gestaut bzw. eine **horizontale Bewegung** erzwungen, bis es einen Weg zur weiteren vertikalen Infiltration erodieren kann (ARMSTRONG und IVES 1976). Derartige **undurchlässige Schichten** können sein:

- **Stauhorizonte** (*impermeable layers*) (TECHEL 2010b, KAPIL et al. 2010, TECHEL et al. 2011):

  Bestimmte Schichten in der Schneedecke sind aufgrund ihrer Materialeigenschaften für eine gewisse Zeit wasserundurchlässig: Eisschichten, eingeschneite Schmelzharschdeckel, wiedergefrorene ehemalige Feuchtigkeitsfronten vergangener Schmelzperioden, gefrorene Bodenoberfläche etc. Über diesen Stauhorizonten sammelt sich das flüssige Wasser (*water ponding*) und es tritt Wassersättigung ein. Die Festigkeit wird in den gesättigten Schichten stark vermindert, wodurch derartige Schwachschichten oft als versagender Horizont bei der Auslösung von Nassschneelawinen in Erscheinung treten.

- **Kapillare Barrieren** (*capillary barriers*; Abbildung 2.10) (PEITZSCH 2008, BAGGI und SCHWEIZER 2009, TECHEL 2010b, TECHEL et al. 2011):

  Kapillare Barrieren bilden sich häufig, wenn eine feinkörnige Schneeschicht über einer grobkörnigen liegt. In diesem Fall ist die kapillare Saugspannung in der oberen Schicht deutlich größer als in der unteren, wodurch der vertikale Fluss gestoppt wird und mitunter horizontaler Fluss einsetzt. Dies geschieht solange, bis der Druck der aufgestauten Wassermasse zu groß wird und das Wasser die kapillare Barriere durchbrechen kann (zumeist in Form von präferentiellen Abflusskanälen). Über der intakten kapillaren Barriere entsteht somit eine wassergesättigte Schwachschicht.

  Die „Effektivität“ der kapillaren Barriere ist abhängig von der Korngrößendifferenz und der minimalen Korngröße und kann über den kapillaren Barrieren-Index (*index of capillary barriers*) quantifiziert werden. Ein kontroverser Schichtaufbau (grobkörnig über feinkörnig) setzt dem vertikalen Wasserfluss hingegen kaum einen Widerstand entgegen.

  Kapillare Barrieren spielen eine entscheidende Rolle bei der Auslösung nasser Schneebrettlawinen. Sind keine kapillaren Barrieren oder Stauhorizonte vorhanden, ist eher der Typus der nassen Lockerschneelawine zu erwarten.

Gravitative Kräfte haben meist dominierenden Einfluss auf die Wasserinfiltration (TECHEL und PIELMEIER 2011). Der Effekt der gravitativen Kräfte zum Effekt der kapillaren Kräfte auf die Charakteristik der Wasserinfiltration wird von KAPIL et al. (2010) mit einem Verhältnis von etwa 9 zu 1 angegeben.

In Abbildung 2.9 wird ein Überblick über die unterschiedlichen Möglichkeiten der vertikalen und horizontalen Wasserinfiltration in eine Schneedecke gegeben.

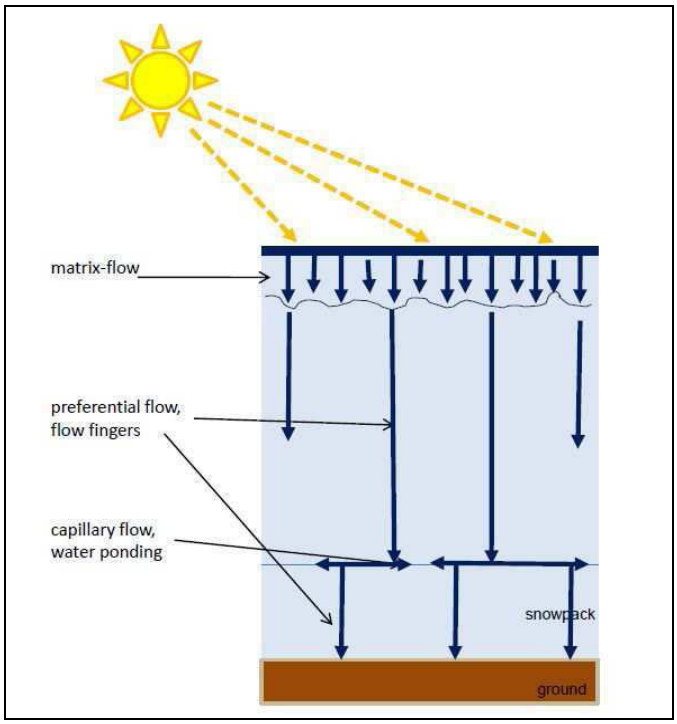


Abbildung 2.9: Vertikale und horizontale Wasserinfiltration in die Schneedecke (Grafik: TECHEL 2010b)

TECHEL (2010b) bzw. TECHEL et al. (2011) beobachteten bei Befeuchtungs-Experimenten (*artificial wetting experiments*; siehe Abbildung 2.10, Abbildung 2.11 und Kap. 2.4.3), dass sich präferentielle Abflusskanäle häufig in Schichten aus Neuschnee oder rundkörnigem Schnee bilden, weniger häufig in Schichten mit kantigen Körnern, in denen matrixartige Wasserinfiltration (zumindest in der obersten Schneeschicht) vorherrscht. Auch HARTMAN und BORGESON (2008) beobachteten matrixartige Wasserinfiltration bevorzugt in kantigkörnigen Schichten. BROWN (2008) konnte bei ähnlichen Versuchen in stark geschichteten, hauptsächlich aus Schnee geringer Korngröße bestehenden Schneedecken eine umfangreiche Ausbildung von präferentiellen Abflusskanälen feststellen, während in vollständig umgewandeltem Altschnee (große Körner) hauptsächlich matrixartiger Fluss zu beobachten war (siehe Abbildung 2.13 in Kap. 2.4.3). In allen Experimenten von TECHEL (2010b) und BROWN (2008) bei denen Schichtgrenzen in der untersuchten Schneedecke vorhanden waren, wurde, unabhängig von der Kornform, auch horizontaler Wasserfluss beobachtet.

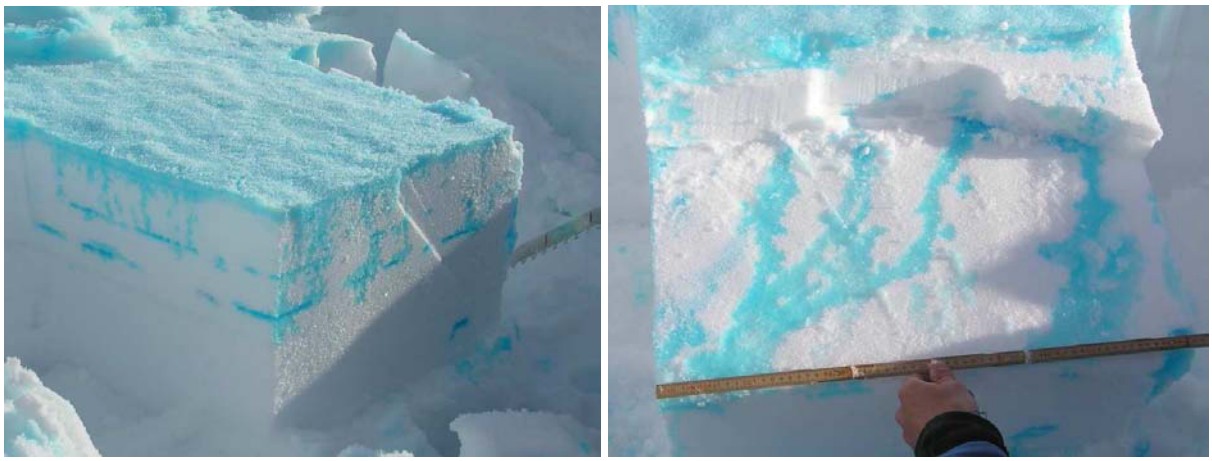


Abbildung 2.10: Wasserinfiltration in eine Schneedecke, bestehend aus Neuschnee und rundkörnigem Schnee; präferentielle Abflusskanäle und horizontaler Wasserfluss sind deutlich erkennbar (Bilder: TECHEL 2010b bzw. TECHEL et al. 2011)

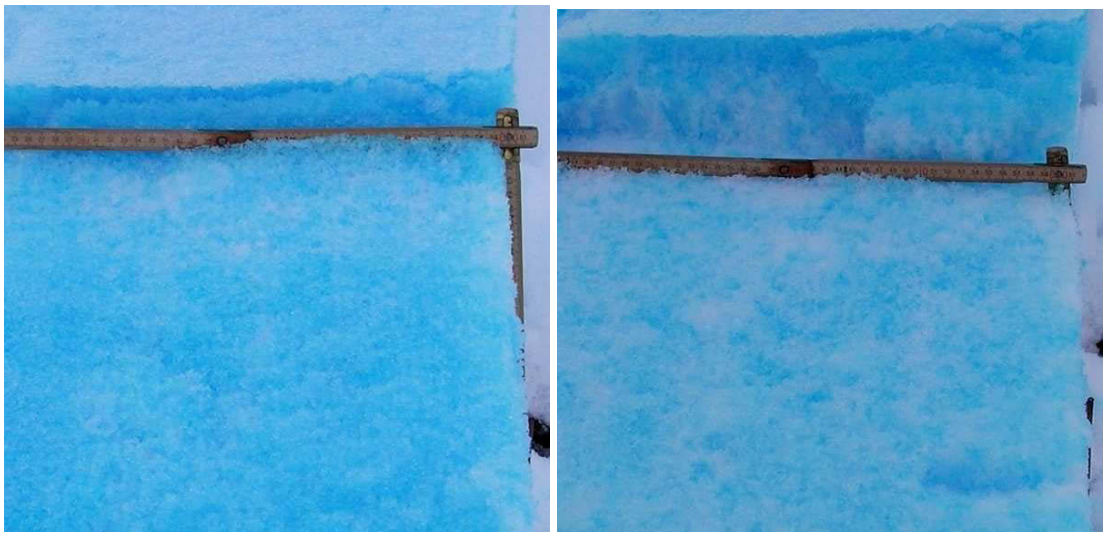


Abbildung 2.11: Wasserinfiltration in eine Schneedecke, bestehend aus kantigkörnigem Schnee; es ist vorwiegend matrixartige Wasserinfiltration erkennbar (Bilder: TECHEL 2010b)

Die **Infiltrationsgeschwindigkeit** ist abhängig von der Schneetemperatur, der Strukturbeschaffenheit der Schneedecke (Stichwort präferentielle Abflusskanäle) und der aktuell vorhandenen Menge flüssigen Wassers (Schmelzrate bzw. Regenmenge) (ARMSTRONG und IVES 1976). Die Infiltrationsgeschwindigkeit ist zudem maßgeblich vom Stadium der Schmelzmetamorphose abhängig. Die Prozesse der Schmelzmetamorphose (Kornrundung und Kornvergröberung, siehe Kap. 2.2), die umso schneller ablaufen je höher der Wassergehalt ist, erhöhen die hydraulische Leitfähigkeit. Die Infiltrationsgeschwindigkeit kann in präferentiellen Abflusskanälen Werte bis zu 100 mm/s erreichen (TECHEL 2010b). HARTMAN und BORGESON (2008) maßen bei matrixartiger Wasserinfiltration Infiltrationsgeschwindigkeiten bis zu 1,5 mm/s, SINGH et al. (1997) gaben ähnliche Werte (1,7 mm/s)

an. CONWAY und RAYMOND (1993) beobachteten in Neuschnee durchschnittliche Infiltrationsgeschwindigkeiten von lediglich 5 bis 10 cm pro Stunde (0,01 bis 0,03 mm/s).

Je rascher der Schmelzprozess vor sich geht (beschleunigt durch Regen, starke Zunahme der Lufttemperatur, starke Sonneneinstrahlung etc.), desto größer ist die Infiltrationsgeschwindigkeit und desto größer sind auch die Auslösungswahrscheinlichkeit und das Volumen einer möglichen Nassschneelawine. Diese Tatsache liegt darin begründet, dass bei sehr rascher Durchfeuchtung Spannungen in der Schneedecke, die durch den Festigkeitsverlust infolge des Schmelzens der Kornbindungen entstehen, nicht ausreichend durch langsame Kriechprozesse der Schneedecke ausgeglichen werden können, wie dies bei langsamer Durchfeuchtung der Fall ist (ARMSTRONG und IVES 1976).

Die vertikale Wasserinfiltration endet (ARMSTRONG und IVES 1976),

– wenn es durch den Kontakt mit einer **kälteren Schicht** zum Gefrieren der Feuchtigkeitsfront kommt oder
– wenn das Wasser durch eine **undurchlässige Schicht** bzw. eine kapillare Barriere an einer weiteren Infiltration gehindert wird.

Zahlreiche Studien beschäftigten sich mit den Prozessen der Wasserinfiltration in eine Schneedecke. Im Folgenden werden einige wesentliche Erkenntnisse, vertiefend zu den bereits angeführten, zusammengefasst:

SINGH et al. (1997) beleuchteten unter anderem den ambivalenten Einfluss von **Eisschichten** auf die Wasserinfiltration. Zunächst sind Eisschichten meist undurchlässig, fungieren als Stauhorizont, erzwingen einen horizontalen Wasserfluss und bedingen eine hohe Speicherkapazität der Schneedecke. Durch Wasser erodierte Eisschichten weisen in weiterer Folge jedoch eine räumlich sehr variable Permeabilität auf. Nach Fortschreiten der Schmelzmetamorphose und Ausbildung markanter Abflusskanäle kann sich die anfangs geringe Permeabilität von Eisschichten umkehren und die betreffende Schicht sogar hohe hydraulische Leitfähigkeit aufweisen. Bereits CONWAY und RAYMOND (1993) beobachteten, dass Eisschichten nur einen relativ geringen, kurzzeitigen Einfluss auf die vertikale Wasserinfiltration haben.

KAPIL et al. (2010) untersuchten den Einfluss mehrerer aufeinander folgender **Schmelz-Frier-Zyklen** auf eine Schneedecke. Sobald die Feuchtigkeitsfront einer Schmelzphase in der Tiefe der kalten Schneedecke gefriert, bildet sich eine Eiskruste aus, die den Feuchtigkeitsfronten nachfolgender Schmelzphasen einen zusätzlichen Widerstand entgegensetzt.

Eine derartige Abfolge von Feuchtigkeitsfronten und deren Wiedergefrieren führt zu einem sehr heterogenen Schneedeckenaufbau.

Den Einfluss der unterschiedlichen Infiltrationsmuster flüssigen Wassers auf die Auslösungswahrscheinlichkeit von Nassschneelawinen untersuchten BAGGI und SCHWEIZER (2009). Sie kamen zu der Erkenntnis, dass an den ersten Tagen, nachdem die Schneedecke den isothermen Zustand erreicht hat, die höchste Gefahr der Auslösung von Nassschneelawinen ausgeht. Sie führen dies unter anderem darauf zurück, dass sich große Mengen flüssigen Wassers an den kapillaren Barrieren stauen, da sich noch keine leistungsfähigen präferentiellen Abflusskanäle ausbilden konnten, die die Schneedecke drainieren würden. Dem Vorhandensein von kapillaren Barrieren kommt jedenfalls eine große Bedeutung zu.

PEITZSCH et al. (2008) untersuchten die Schneeeigenschaften der Schichten unmittelbar oberhalb und unterhalb von **kapillaren Barrieren**. Das Identifizieren von Schichtgrenzen, die als kapillare Barrieren wirksam werden können, erweist sich als äußerst komplex. Sie konnten keine eindeutigen Schemata identifizieren. Folgende Erkenntnisse erscheinen jedoch wesentlich:

– Kapillare Barrieren treten häufig innerhalb bzw. an den Grenzen von Schneeschichten bestehend aus Neuschnee oder filzigem Schnee auf. Dabei können bereits äußerst geringe Unterschiede in der Form der Schneekristalle als kapillare Barriere wirksam werden und schichtparallelen Abfluss bewirken.

– Kantige Kornformen sind häufig unmittelbar unterhalb einer kapillaren Barriere zu finden (zumeist größere Korngröße). Ebenso häufig finden sich kantige Körner jedoch unterhalb von Schichtgrenzen, die nicht als kapillare Barrieren in Erscheinung treten. Die Anwesenheit kantiger Formen unterhalb einer Schichtgrenze ist somit kein untrügliches Anzeichen für die Ausbildung kapillarer Barrieren, jedoch aufgrund der grundsätzlich geringen Festigkeit in Zusammenspiel mit den Eigenschaften flüssigen Wassers in jedem Fall als potentiell versagensfähige Schwachschicht zu beachten.

Die „Stärke“ einer kapillaren Barriere und somit die Menge flüssigen Wassers, die zurückgehalten werden kann, ist hauptsächlich abhängig von der Differenz der Porengröße der beiden angrenzenden Schichten. Die Porengröße kann indirekt über die Schneedichte und die Korngröße ausgedrückt werden. Sie bestimmt den Kapillardruck bzw. die Saugspannung. Ist beispielsweise die Porengröße der oberen Schneeschicht sehr klein, ist der Kapillardruck bzw. die Saugspannung sehr groß und somit auch die an der kapillaren Barriere zurückhaltbare Wassermenge groß (HIRASHIMA et al. 2010a).

Das Konzept des hydrostatischen Porenwasserdrucks (Saugspannung bei Wassersättigung) kann in Schnee nur in den seltensten Fällen zur Beschreibung des Wasserflusses angewandt werden, da Wassersättigung nur in speziellen Fällen vorliegt (über einer undurchlässigen Schicht, kapillaren Barriere etc.). Zumeist findet die Infiltration in ungesättigtem Schnee statt, da Wasserfluss bereits einsetzt bevor Sättigung erreicht wird (McCLUNG und SCHAERER 2006). YAMAGUCHI et al. (2010) ermittelten die **Saugspannungs-Wassergehalts-Kurve**[8] (*water retention curve*) für ungesättigten Schnee bestimmter Kornform und einer Dichte von 550 kg/m³ bei matrixartigem Abfluss. Es zeigte sich eine starke Abhängigkeit der Ergebnisse von der Korngröße (siehe Abbildung 2.12). Ein großer Einfluss der Kornform und der Dichte sind ebenfalls zu vermuten.

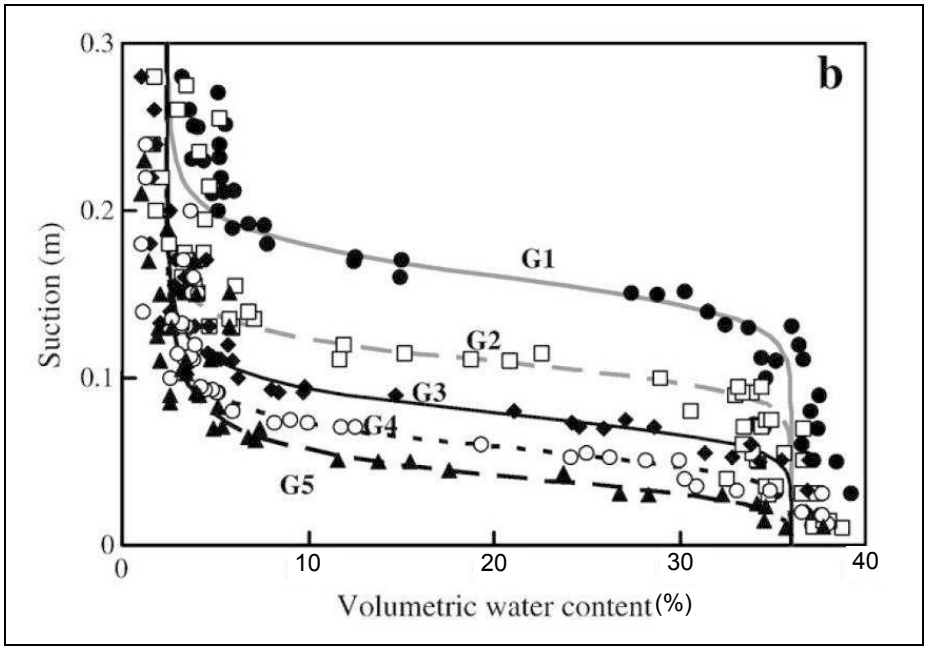


Abbildung 2.12: Saugspannungs-Wassergehalts-Kurve von Schnee mit einer Dichte von 550 kg/m³ und unterschiedlicher Korngröße (G1: kleinste Korngröße, G5: größte Korngröße); es zeigt sich, dass bei gleicher Dichte die Saugspannung bei kleinen Korngrößen (und somit auch kleinen Porengrößen) größer ist als bei großen Korngrößen (und somit großen Porengrößen) (Grafik: YAMAGUCHI et al. 2010)

[8] Die Saugspannungs-Wassergehalts-Kurve wird vor allem in der Bodenphysik verwendet, um die hydraulischen Eigenschaften ungesättigter granularer Materialien zu beschreiben.

Folgende Punkte in Zusammenhang mit der Wasserinfiltration spielen eine entscheidende Rolle für die Wahrscheinlichkeit, die Größe und den Zeitpunkt der **Auslösung einer Nassschneelawine** (TRAUTMAN 2008, BAGGI und SCHWEIZER 2009, MITTERER et al. 2011a, MITTERER et al. 2011b):

– der Zeitpunkt der erstmaligen Durchfeuchtung der obersten Schichten der Schneedecke,

– das Fortschreiten der Feuchtigkeitsfront (*advance of wetting front*) und deren Zeitpunkt des Erreichens von Schwachschichten bzw. der Bodenoberfläche,

– das Stauen flüssigen Wassers über undurchlässigen Schichten,

– das Vorhandensein von kapillaren Barrieren,

– das Wiedergefrieren der Feuchtigkeitsfront,

– das Ausmaß der Drainage der Schneedecke durch präferentielle Abflusskanäle und

– das Vorhandensein einer nahezu trockenen Schneetafel über einer (dünnen) wassergesättigten Schicht (durch leistungsfähige präferentielle Abflusskanäle werden bei der Wasserinfiltration die oberen Schneeschichten „überbrückt“ und das Wasser direkt zu einer undurchlässigen Schicht geführt und dort gestaut bzw. horizontal verteilt).

2.4.3 Messung der Wasserinfiltration bzw. Bestimmung ihrer Infiltrationsmuster

Befeuchtungs-Experimente (*artificial wetting experiments*) mit Lebensmittelfarbe wurden von einer Vielzahl von Autoren im Labor und im Feld durchgeführt, um die Wasserinfiltration und deren Infiltrationsmuster in Schnee sichtbar zu machen und zu analysieren. Hierfür wird ein wasserlöslicher Farbstoff mit der zur Infiltration zur Verfügung zu stellenden Wassermenge vermischt und mit einer Sprühflasche möglichst gleichmäßig auf eine abgegrenzte Schneeoberfläche (z. B. 100 x 100 cm) des Versuchsgebietes aufgebracht. Nach einer Einwirkungszeit wird die Schneedecke vertikal aufgeschlossen und mit einer Säge eine möglichst glatte Profilwand erzeugt. Die Infiltrationsmuster des eingefärbten Wassers werden sichtbar. Zusätzlich können horizontale Schnitte, also das aufeinander folgende Abschneiden von Schneescheiben, die räumliche Verteilung des infiltrierten Wassers verdeutlichen (siehe Abbildung 2.13 sowie Abbildung 2.10 und Abbildung 2.11 in Kap. 2.4.2) (CONWAY und RAYMOND 1993, PEITZSCH et al. 2008, TECHEL 2010b).

BROWN (2008) verteilte die Farbe pulverförmig über die zu untersuchende Schneeoberfläche (ohne Zugabe zusätzlichen Wassers), um die natürliche Schmelzwasserproduktion

und -infiltration, verursacht durch Lufttemperatur und Einstrahlung, zu beobachten. Er wählte gelbe Lebensmittelfarbe, um die Albedo nicht zu stark zu reduzieren (siehe Abbildung 2.13).

Abbildung 2.13: Wasserinfiltration in die Schneedecke; links: präferentielle Abflusskanäle und schichtparalleler Wasserfluss in feinkörnigen Schneeschichten; rechts: matrixartige Wasserinfiltration in vollständig umgewandeltem Altschnee (Bilder: BROWN 2008)

Eine vollständig umgewandelte, gut drainierte Altschneedecke weist zumeist hohe Stabilität auf (Phase „*Return to Stability*" im Nassschneelawinenzyklus, siehe Kap. 2.5.9). Dies ist der Fall, wenn der Input flüssigen Wassers in die Schneedecke (Schmelzen und/oder Regen) gleich dem Output (Ausfluss an der Basis der Schneedecke) ist. Die Schneedecke weist leistungsfähige präferentielle Abflusskanäle auf, undurchlässige Schichten oder kapillare Barrieren stellen keine Hindernisse dar, das flüssige Wasser kann die Schneedecke somit ungehindert durchfließen und es kommt zu keiner nennenswerten stabilitätsmindernden Speicherung von flüssigem Wasser innerhalb der Schneedecke (TRAUTMAN 2008).

Um den Output flüssigen Wassers aus der Schneedecke kontinuierlich zu messen, werden **Lysimeter** eingesetzt (siehe Abbildung 2.14). Der Zeitpunkt des (erstmaligen) Eintreffens flüssigen Wassers an der Basis der Schneedecke kann ermittelt und der Abfluss quantitativ bestimmt werden (HENDRIKX et al. 2005, CONWAY et al. 2009, MITTERER et al. 2011b). Abschätzungen für ein bestimmtes Einzugsgebiet können auch aus Pegelmessungen an Bächen erfolgen. Die Differenz zum winterlichen Basisabfluss entspricht der momentanen Ausflussrate aus der Schneedecke (HARTMAN und BORGESON 2008).

Abbildung 2.14: Lysimeter zur Bestimmung des Ausflusses flüssigen Wassers aus der Schneedecke (Bilder: CONWAY et al. 2009)

2.5 Prozesse bei Auslösung und Abgang einer Nassschneelawine

Trockenschneelawinen werden zumeist durch eine zusätzliche Auflast (Neuschnee, Wintersportler etc.) ausgelöst. Im Gegensatz dazu, werden Nassschneelawinen typischerweise durch Veränderungen der Bindungskräfte der Schneekörner innerhalb der Schneedecke infolge des Einflusses flüssigen Wassers und einem damit einhergehenden Festigkeitsverlust ausgelöst (McCLUNG 2002, TECHEL 2010b). In den folgenden Kapiteln soll nun auf die mechanischen Prozesse bei der Auslösung von Nassschneelawinen näher eingegangen werden.

2.5.1 Einfluss der Scherfestigkeit

Generell wird die Scherfestigkeit einer Schneedecke in einer bestimmten Tiefe durch die Komponenten Kohäsion und Reibung bestimmt. Für gewöhnlich nehmen beide Komponenten mit der Tiefe zu. Die Kohäsion nimmt zu, da Bindungsstärke und Bindungsdichte im Normalfall mit der Tiefe zunehmen und die Reibung nimmt zu, da die Auflast mit zunehmender Tiefe ebenfalls zunimmt (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Gefahr durch Lockerschneelawinen besteht, wenn die Kohäsion in oberflächennahen Schichten gering ist. Gefahr durch Schneebrettlawinen hingegen besteht, wenn die Scherfestigkeit (Kohäsion plus Reibung) in tieferen Schichten, verglichen mit jener in den unmittelbar benachbarten Schichten, gering ist (McCLUNG und SCHAERER 2006).

2.5.1.1 Kohäsion

Die Kohäsion ist abhängig von der Kornform und -größe sowie der Bindungsstärke der Schneekörner untereinander. Die Größe der Kohäsion entscheidet unter anderem, ob eine Lawine als Lockerschneelawine (geringe Kohäsion) oder als Schneebrettlawine (hohe Kohäsion in der abgleitenden Schneetafel) abgeht.

Wenn Schnee nass wird, nimmt die Kohäsion mit zunehmendem Wassergehalt dramatisch ab (siehe Kap. 2.2 und 2.3). In wassergesättigtem Schnee ist die Kohäsion gleich Null. Geringe Kohäsion in oberflächennahen Schichten ist verantwortlich für nasse Lockerschneelawinen (McCLUNG und SCHAERER 2006, COLBECK 1979).

2.5.1.2 Reibung

Die **Reibungskraft F_R** (Formel 2.2) ist abhängig von der Normalkraft F_N (Schneeauflast) (siehe Formel 2.1) und den Materialeigenschaften (Kornform, Korngröße, Wassergehalt etc.). Reibung beschreibt, welchen Widerstand Schneekörner einer Schneeschicht der Bewegung entgegensetzen. An der Schneeoberfläche ist die Reibung gleich Null ($F_N = 0$), sie nimmt jedoch mit zunehmender Tiefe aufgrund der größer werdenden Auflast zu. Geringe Reibung in tieferen Schichten (aufgrund ungünstigerer Materialeigenschaften in Schwachschichten oder an Grenzflächen) ist verantwortlich für die Entstehung von Schneebrettlawinen. Bei Vorhandensein von flüssigem Wasser wird die Reibung einer Schneeschicht gegenüber dem Boden oder einer Schneeschicht-Grenzfläche deutlich herabgesetzt (McCLUNG und SCHAERER 2006, TSCHEGG 2005).

Formel 2.1: Normalkraft (nach TSCHEGG 2005)

$$F_N = F_G * \cos\alpha$$

F_N Normalkraft (senkrecht auf die Bodenoberfläche)
F_G lotrechte Gesamtgewichtskraft des abbrechenden Schneevolumens (siehe Formel 2.3)
α Hangneigung

Formel 2.2: Reibungskraft (nach TSCHEGG 2005)

$$F_R = \mu \times F_N$$

F_R Reibungskraft (Haft-, Gleit- oder Rollreibung)
μ Reibungskoeffizient für Haft-, Gleit- oder Rollreibung (abhängig von den Materialeigenschaften der beiden aneinander reibenden Oberflächen)
F_N Normalkraft (senkrecht auf die Bodenoberfläche)

Die **Zugkraft F_Z**, die die Lawine talwärts treibt, ist die hangparallele Komponente der Gewichtskraft und somit abhängig vom Gewicht F_G des abbrechenden Schneevolumens und der Hangneigung α (siehe Formel 2.4) (TSCHEGG 2005). Im Falle der Auslösung der Lawine, also dem Bewegungsbeginn, wird dem Gewicht F_G eine eventuelle Zusatzbelastung F_{ZB} durch einen herabstürzenden Felsblock, einen Skifahrer etc. hinzugerechnet (siehe Formel 2.3).

Formel 2.3: Gewicht des abbrechenden Schneevolumens

$$F_G = m * g + F_{ZB}$$

F_G *lotrechte Gesamtgewichtskraft des abbrechenden Schneevolumens*
m *Masse des abbrechenden Schneevolumens*
g *Erdbeschleunigung (in Mitteleuropa: 9,81 m/s²)*
F_{ZB} *Kraft durch eventuelle Zusatzbelastung (Felsblock, Skifahrer, Lawine etc.) – nur bei Anbruch der Lawine relevant*

Formel 2.4: Zugkraft des abbrechenden Schneevolumens (nach TSCHEGG 2005)

$$F_Z = F_G * \sin\alpha$$

F_Z *hangparallele Zugkraft des abbrechenden Schneevolumens*
F_G *lotrechte Gesamtgewichtskraft des abbrechenden Schneevolumens*
α *Hangneigung*

Übersteigt nun die Zugkraft F_Z die Reibungskraft F_R (siehe auch Kap. 2.5.2 und 2.5.3), so erfolgt eine Bewegung des Schneevolumens hangabwärts:

– Zum Zeitpunkt der **Auslösung** einer Lawine übersteigt die Zugkraft F_Z durch Änderung von F_{ZB} und/oder μ die Haftreibungskraft F_R und es erfolgt der Bewegungsbeginn.

– Während dem talwärts gerichteten Transport des Schneevolumens (**Abgang** der Lawine) nimmt die Bewegungsgeschwindigkeit bis zu jenem Punkt entlang der Lawinenbahn zu, an welchem die Zugkraft F_Z die Gleit- bzw. Rollreibungskraft F_R wieder unterschreitet. Die Zugkraft ändert sich von Punkt zu Punkt der Lawinenbahn in Abhängigkeit der am jeweiligen Punkt geltenden Werte für die Hangneigung α und die transportierte Masse m unter Berücksichtigung von Trägheit und Impulsübertragung (siehe Kap. 2.5.8).

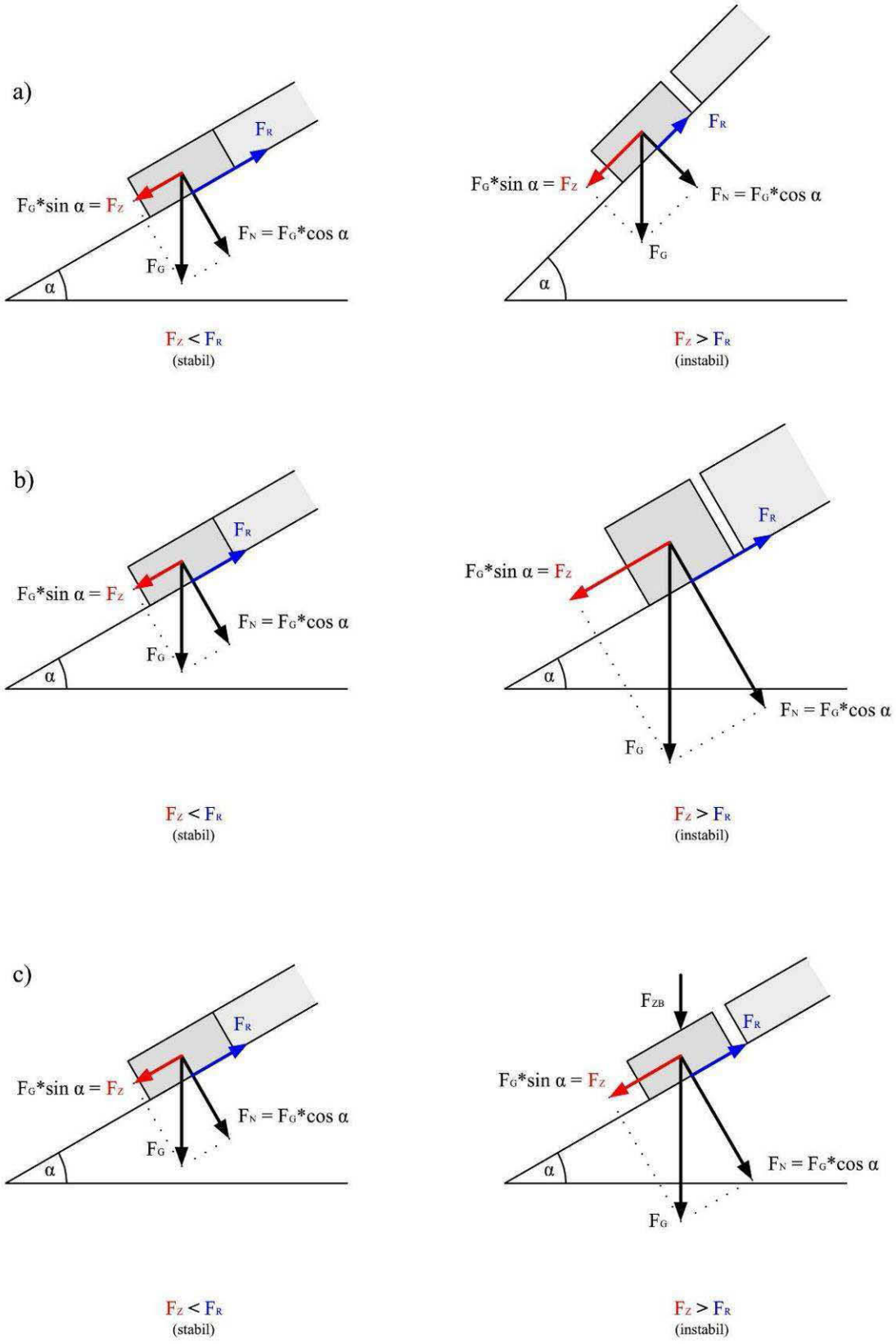


Abbildung 2.15: Grafische Darstellung der wirkenden Kräfte auf ein abgegrenztes Schneevolumen: a) Änderung der Kräfteverhältnisse bei unterschiedlicher Hangneigung; b) Änderung der Kräfteverhältnisse bei unterschiedlicher Masse des Schneevolumens; c) Änderung der Kräfteverhältnisse bei Aufbringung einer Zusatzbelastung

2.5.2 Auslösung nasser Lockerschneelawinen

Bei gleichbleibender Masse m und unter Vernachlässigung einer möglichen Zusatzbelastung F_{ZB} gilt folgende Aussage: Der Beginn der Bewegung, also die Auslösung der Lawine, erfolgt, wenn „der Hangneigungswinkel den (inneren) Reibungswinkel übersteigt“ (McCLUNG und SCHAERER 2006, 87), die **statische Reibung** (Haftreibung) somit überschritten wird.

Der **statische Reibungswinkel** ist eine Materialeigenschaft und ist proportional zum Reibungskoeffizienten μ. Er ist für jede Schneeart verschieden und abhängig von der Kohäsion der Schneekörner untereinander (siehe Kap. 2.5.1). Größenordnungen für den Reibungswinkel unterschiedlicher Schneearten finden sich in Tabelle 2.3. Bei Nassschnee ist der Reibungswinkel jedoch vor allem vom Wassergehalt abhängig. Er nimmt mit steigendem Wassergehalt deutlich ab.

Tabelle 2.3: Größenordnung des Reibungswinkels ausgewählter Schneearten (nach McCLUNG und SCHAERER 2006)

Schneeart	zugehörige Abkürzung (gem. Tabelle 1.1)	zugehörige Kategorie (gem. Tabelle 1.1)	Reibungs-winkel
Neuschnee (sternförmig, dendritisch)	PP	RF	< 80°
gesetzter, trockener Schnee (hohe Dichte)	DF/RG	RF	~ 50°
ungesetzter, trockener Schnee (geringe Dichte)	PP/DF	RF	~ 40 – 45°
Graupel	PP	RF	~ 35°
Schmelzformen (LWC ~ 0 %)	MF	SF	~ 35°
wassergesättigter Schnee (*slush*)	MF	SF	< 15°

Nasse Lockerschneelawinen werden ausgelöst durch eine räumlich begrenzte Verringerung der Kohäsion infolge von rasch ablaufenden Schmelzmetamorphose-Prozessen, die durch Sonneneinstrahlung oder Regen in Gang gesetzt werden und zu einer lokalen Erhöhung des Wassergehalts führen. Die Lawinenaktivität ist am größten, wenn der Wassergehalt der oberflächennahen Schneeschichten zunimmt und wird wieder geringer wenn der Wassergehalt abnimmt. Oftmals findet sich der Anbruch im felsdurchsetzten Gelände, da die Sonneneinstrahlung den dunklen Fels und dieser wiederum die darüber befindliche (dünne) Schneedecke besonders rasch erwärmt. Weiters können Lockerschneelawinen auch durch einen Trigger, also herab fallende Felsen, Eis- oder Schneemassen oder andere Zusatzbelastungen (Wintersportler etc.) ausgelöst werden (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Ausgehend von einer punktförmigen Startzone reißt die Lockerschneelawine in der dreiecksförmigen Transportzone zusätzlichen Schnee mit (Entrainment, siehe Kap. 2.5.6), jedoch nur die obersten Schneeschichten bis zu einer bestimmten Tiefe. Die Tiefe ist abhängig von der Größe der Kohäsion, die für gewöhnlich mit der Tiefe zunimmt (siehe Kap. 2.5.1). Das Volumen einer nassen Lockerschneelawine wird daher hauptsächlich über das Ausmaß des Entrainments bestimmt (ARMSTRONG und IVES 1976, McCLUNG und SCHAERER 2006).

TRAUTMAN et al. (2006) führten Versuche zur Bestimmung der Scherfestigkeit von Schneeoberflächen während Schmelz-Frier-Zyklen mit Scherrahmen durch. Es konnte ein Zusammenhang dieser Ergebnisse mit dem Auftreten von nassen Lockerschneelawinen beobachtet werden. Die Scherfestigkeit nasser Schneeoberflächen kann sich in kürzester Zeit und nur durch geringe Änderungen des Wassergehaltes dramatisch ändern. Der Übergang von relativ stabilen zu äußerst instabilen Bedingungen kann innerhalb von nur 20 Minuten stattfinden. TRAUTMAN et al. (2006) konnten für ihr Versuchsgebiet eine **kritische Scherfestigkeit** ermitteln, die den Übergang von stabilen zu instabilen Verhältnissen darstellt. Ein Unterschreiten der kritischen Scherfestigkeit führte in den meisten Fällen zum Einsetzen von Nassschneelawinenaktivität (siehe Abbildung 2.16).

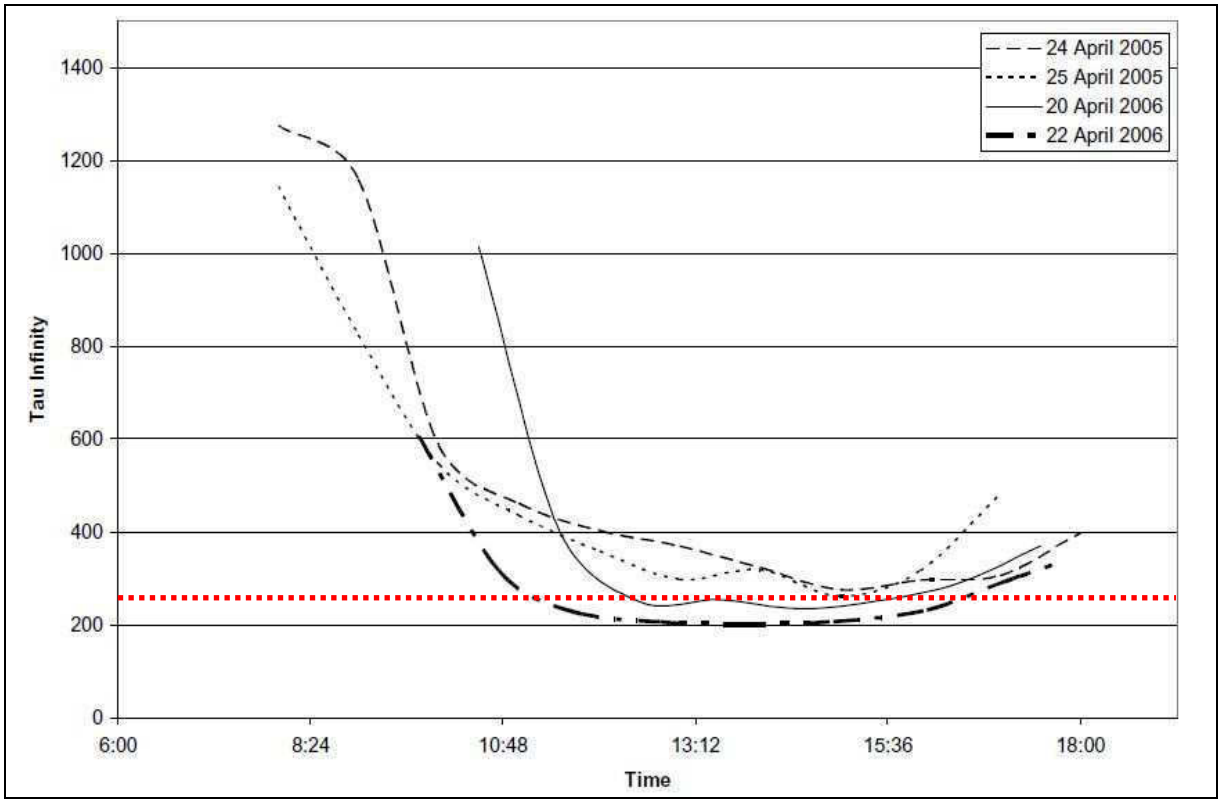


Abbildung 2.16: Tagesgang der Scherfestigkeit von Schneeoberflächen (Schmelz-Frier-Zyklus); die rote Linie markiert die kritische Scherfestigkeit von 250 Pa (Grafik: TRAUTMAN et al. 2006)

2.5.3 Auslösung nasser Schneebrettlawinen

Nasse Schneebrettlawinen besitzen aufgrund ihrer längeren Anrisskante meist größere Volumina als nasse Lockerschneelawinen (ARMSTRONG und IVES 1976). Sie werden im Wesentlichen durch drei Mechanismen ausgelöst (McCLUNG und SCHAERER 2006, BAGGI und SCHWEIZER 2009):

1 Eine **zusätzliche Auflast** durch Niederschlag in Form von **Regen bzw. Schnee** wird auf eine bereits nasse und geschwächte Schneedecke aufgebracht, wodurch die Masse des betrachteten Schneevolumens zunimmt, die Zugkraft F_Z die Reibungskraft F_R übersteigt und es zu einer Auslösung kommt (Scherbruch) (siehe Kap. 2.5.1.2).

2 Durch Schmelzen oder Regen in die Schneedecke infiltrierendes **flüssiges Wasser** erreicht eine **Schwachschicht**, wodurch sich die Kohäsion in dieser Schicht deutlich verringert (Festigkeitsverlust, siehe Kap. 2.2 und 2.3.1) bis der statische Reibungswinkel den Hangneigungswinkel unterschreitet und es zur Auslösung kommt (Scherbruch).

3 Schmelz- oder Regenwasser infiltriert in die Schneedecke und erreicht einen **undurchlässigen Stauhorizont** (gefrorener Boden, Eisschicht in der Schneedecke, kapillare Barriere etc.). In weiterer Folge kommt es unmittelbar über diesem Stauhorizont zu einer drastischen Verminderung der Kohäsion (siehe Kap. 2.3.3). Unterschreitet der statische Reibungswinkel dadurch den Hangneigungswinkel kommt es zur Auslösung (Scherbruch oder Zugbruch).

Zumeist sind für die Auslösung nasser Schneebrettlawinen Mechanismus 2 oder 3 hauptverantwortlich. Es können somit folgende generalisierte Regeln aufgestellt werden (ARMSTRONG und IVES 1976, TECHEL 2010b):

- **Trockene Schneebrettlawinen** werden durch **Zusatzbelastung** (z. B. Neuschnee, Wintersportler etc.) ausgelöst.
- **Nasse Schneebrettlawinen** werden durch **Festigkeitsverminderung** (infolge des Einflusses flüssigen Wassers) und ohne Zusatzbelastung ausgelöst.

TECHEL und PIELMEIER (2010) fanden heraus, dass die versagende Schicht bei der Auslösung nasser Schneebrettlawinen typischerweise geringe Härte aufweist und in der Mehrzahl der Fälle aus grobkörnigen Schmelzformen oder kantigen Kristallen besteht.

Häufig ist der Großteil der Schneedecke isotherm, feucht oder nass und der obere Teil der Schneedecke durch die Prozesse der Schmelzmetamorphose bereits großteils zu Schmelzformen umgewandelt. Bei 80 % aller untersuchten Nassschneelawinen wurden bei Schneeprofilen im Anbruchsgebiet Schichten kantiger Kornformen in der Schneedecke festgestellt.

2.5.4 Auslösung von Gleitschneelawinen

Die Auslösung einer Gleitschneelawine ist nicht unbedingt an eine vollständig durchfeuchtete Schneedecke gekoppelt. Es wurden auch Gleitschneelawinen beobachtet, bei denen die abgleitende Schneedecke beinahe komplett aus trockenem Schnee bestand (SIMENHOIS und BIRKELAND 2011). Jedoch ist das Vorhandensein von flüssigem Wasser an der Basis der Schneedecke (dünner Wasserfilm als „Schmierschicht“) beim überwiegenden Teil aller Gleitschneelawinen zu beobachten und eine durchfeuchtete Schneedecke der Normalfall.

Gleitschneelawinen werden zu den Schneebrettlawinen gezählt, folglich unterliegt ihre Auslösung den in Kap. 2.5.3 genannten Mechanismen. Hauptverantwortlich ist der Auslöse-Mechanismus Typ 3. Gleitschneelawinen können jedenfalls kaum durch eine Zusatzbelastung ausgelöst werden und sind zu jeder Tages- und Nachtzeit möglich (LWD TIROL 2009b, NAIRZ 2010, SLF 2012a).

Wenn die Schneedecke nicht am Boden festgefroren ist, kommt es auf glattem Untergrund (langes Gras, Felsplatten etc.) zum sogenannten **basalen Schneegleiten**. Das Phänomen wird durch den Einfluss flüssigen Wassers verstärkt (siehe Kap. 2.3.3): Kohäsion und Viskosität des Schnees unmittelbar über dem Boden nehmen ebenso wie die Reibung am Untergrund ab, wodurch Untergrundrauigkeiten leichter überwunden werden können (McCLUNG und SCHAERER 2006). Dadurch wird die Geschwindigkeit des basalen Schneegleitens erhöht. Es können Geschwindigkeiten von wenigen Millimetern bis zu mehreren Metern pro Tag auftreten.

Schneegleiten kann bereits bei Hangneigungen von 15° einsetzen, tritt jedoch besonders an Hängen auf, die steiler als 25° sind (SLF 2012b). Begünstigend auf das basale Schneegleiten wirkt ein Winterverlauf mit plötzlichem, massivem Einschneien des noch warmen Bodens zu Winterbeginn. Durch die Isolationswirkung der Schneedecke bleibt die Bodenwärme den ganzen Winter erhalten und wird zum kontinuierlichen Anschmelzen der Schneedeckenbasis verwendet (LWD TIROL 2009b, NAIRZ 2010).

Durch räumliche Unterschiede in der Größe der Reibungskraft F_R und somit auch der Gleitgeschwindigkeit kommt es zum **Zugbruch** (*glide crack*). Dies ist der Fall, wenn die Reibungskraft auf einer abgegrenzten Fläche geringer ist und somit die Gleitgeschwindigkeit

größer als in den oberhalb liegenden Hangpartien. Die Schneedecke hangaufwärts des instabilen Bereiches hat über interne Bindungskräfte die fehlende Reibungskraft F_R der instabilen Schneetafel zu kompensieren, um die Zugkraft F_Z aufnehmen zu können, wodurch der Schneedecke im Übergangsbereich hohe Zugspannungen auferlegt werden. Übersteigen diese die für die Schneeart maximal möglichen Zugspannungen (abhängig von den Bindungskräften), so kommt es zum Zugbruch. Zur Ausbildung eines Zugbruchs kommt es bevorzugt im Bereich konvexer Bodenunebenheiten, an Hängen an denen sich die Bodenrauigkeiten abrupt ändern und im Bereich von Geländestufen im Fels (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Der Zugbruch nimmt seinen Ausgang an der Basis der Schneedecke und pflanzt sich unter einem Winkel von annähernd 90° zum Untergrund bis zur Schneeoberfläche fort. Hat der Zugbruch stattgefunden, kommt es in einigen Fällen sofort zur Auslösung einer Gleitschneelawine. In anderen Fällen besteht der Zugbruch jedoch über mehrere Tage oder Wochen (**Gleitschneemäuler**, siehe Abbildung 2.17) ehe es zur Auslösung kommt. Dieser verzögerte Auslösevorgang steht deutlich in Kontrast zu jenem von trockenen Schneebrettlawinen, die im Normalfall unmittelbar nachdem ein Scherbruch stattgefunden hat, ausgelöst werden (McCLUNG und SCHAERER 2006). In einigen Fällen besteht ein Gleitschneemaul auch den ganzen Winter, ohne dass sich eine Gleitschneelawine löst (RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

Aufgrund des komplizierten Zusammenspiels von flüssigem Wasser an der Basis der Schneedecke und Bodenrauigkeiten sind Gleitschneelawinen besonders schwer vorhersagbar (McCLUNG und SCHAERER 2006). SIMENHOIS und BIRKELAND (2011) untersuchten mehrere Gleitschneelawinenzyklen. Sie konnten keine Zusammenhänge zwischen der Gleitschneelawinenaktivität und (positiven) Lufttemperaturen bzw. (flüssigem) Niederschlag herstellen (beispielweise werden Gleitschneelawinen auch an sehr kalten Tagen beobachtet). Ihrer Ansicht nach, können Gleitschneelawinen nicht alleine über meteorologische Daten prognostiziert werden. Eine **Vorhersage** über sichtbare Zeichen des basalen Schneegleitens (Gleitschneemäuler etc.) ist ebenfalls mit großen Unsicherheiten verbunden. Am ehesten scheint eine erhöhte Gleitschneelawinenaktivität durch eine zunehmende Gleitgeschwindigkeit (beschleunigte Öffnung des Gleitschneemauls) angekündigt zu werden (SLF 2012b).

Abbildung 2.17: Gleitschneemäuler (Bilder: LWD Tirol, SLF)

2.5.5 Abgang von Nassschneelawinen

Während dem Bewegungsvorgang einer Nassschneelawine haben die Schneemassen, ebenso wie bei Trockenschneelawinen, die **kinetische Reibung** zu überwinden. Kinetische Reibung entsteht, wenn sich zwei Oberflächen relativ zueinander bewegen. Sie setzt sich bei Lockerschneelawinen aus Gleit- und Rollreibung, bei Schneebrettlawinen nur aus der Gleitreibung zusammen. Analog zum statischen Reibungswinkel (siehe Kap. 2.5.2) besitzt jede Schneeart einen **kinetischen Reibungswinkel**, der in den meisten Fällen um etwa 10° kleiner als der statische Reibungswinkel ist und von denselben Parametern (Kornform, Wassergehalt etc.) abhängt (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Übersteigt der Hangneigungswinkel den kinetischen Reibungswinkel bleibt das sich bewegende Schneevolumen in Bewegung. Wenn der Hangneigungswinkel an einer Stelle der Lawinenbahn jedoch kleiner als der kinetische Reibungswinkel ist, so kommt es zu einem Abbremsen und in weiterer Folge zum Stillstand der Lawine. Die Bewegung und Auslauflänge einer Nassschneelawine wird allerdings nicht allein über Hangneigung und kinetischen Reibungswinkel bestimmt, sondern ist abhängig von einer Vielzahl an Faktoren (siehe Kap. 2.5.8) (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Neben den geomorphologischen Randbedingungen bleibt auch die Masse der Lawine während dem Abgang nicht konstant. In einigen Fällen kann Schnee entlang der Lawinenbahn abgelagert werden, wodurch sich die Masse verringert, in anderen Fällen wird zusätzlicher Schnee aufgenommen und mitgerissen, wodurch sich die Masse vergrößert (Entrainment, siehe Kap. 2.5.6).

Im Gegensatz zu vergleichbaren Trockenschneelawinen ist bei Nassschneelawinen die Reibung an der Gleitfläche aufgrund der höheren Masse meist deutlich größer, was in einer geringeren Fließgeschwindigkeit und einer höheren Sensibilität für lokale Geländestrukturen resultiert. Die Fließdichte einer Nassschneelawine während dem Abgang liegt meist zwischen 150 und 300 kg/m³. Im Vergleich dazu ist die Fließdichte bei Trockenschneelawinen meist geringer und liegt in etwa zwischen 100 und 200 kg/m³ (vgl. Schneedichte in Startzone, Kap. 2.1.2 und Ablagerungszone, Kap. 2.7) (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Abbildung 2.18: Abgang einer Nassschneelawine; Königstuhllawine, Kapruner Tal, 13. Mai 2008 (Bilder: VERBUND Hydro Power AG)

2.5.6 Entrainment

Als **Entrainment** wird das Aufnehmen und Mitreißen von Schneemassen und/oder sonstigem Material (Boden, Geröll, Pflanzen, Totholz etc.) in der Transportzone (entlang der Lawinenbahn) während dem Lawinenabgang bezeichnet (McCLUNG und SCHAERER 2006). Der zum Entrainment gegenteilige Effekt ist die **Deposition** von Lawinenschnee entlang der Transportzone (ISSLER et al. 2008).

Bei Fließlawinen, und hier insbesondere bei Nassschneelawinen, kann das Entrainment bis zum zehnfachen der ursprünglich abbrechenden Masse in der Startzone betragen. Im Normalfall bewirkt Entrainment eine **Verlangsamung** der Lawinenbewegung aus zwei Gründen (McCLUNG und SCHAERER 2006):

- Den ursprünglich ruhenden Schneemassen muss Energie zugeführt werden, um sie auf die Geschwindigkeit der Lawine zu beschleunigen. Diese Energie wird der ursprünglichen Lawinenmasse entzogen, wobei sich gleichzeitig das transportierte

Schneevolumen erhöht. Die Gesamtlawine besitzt somit nach dem Entrainment weniger Energie pro Volumen als zuvor.

- Durch das Entrainment ändern sich die Oberflächeneigenschaften der Gleitfläche. Dies führt für gewöhnlich zu höherer Reibung.

Entrainment ist ein allgegenwärtiges Phänomen bei beinahe jeder Lawine. Es werden zwei Typen von Entrainment unterschieden: Das **pflugartige Entrainment** an der Lawinenfront und die **graduelle Erosion** an der Basis der gesamten bewegten Schneemasse. Im Falle einer Nassschneelawine überwiegt oft der erstgenannte Typus. Die Fließfront der Nassschneelawine kann bisweilen die gesamte Schneedecke bis zum Grund, in einigen Fällen sogar den Oberboden erodieren (siehe auch Kap. 2.5.7) (ISSLER et al. 2008).

Charakteristisch für Nassschneelawinen ist das Entrainment von **Fremdmaterial**, das in der Ablagerungszone einen hohen Anteil an der abgelagerten Masse ausmachen kann. Ursache hierfür sind neben der zum Teil bereits ausgeaperten Lawinenbahn im Frühjahr (siehe Abbildung 2.18) auch die relativ hohen Reibungskräfte an der Gleitfläche, die ein verstärktes Herausreißen von Felsblöcken, Schutt, Erde, Pflanzenteilen etc. bewirken, mitunter zu Erosionsschäden führen (siehe Kap. 2.5.7) und das Zerstörungspotential der Lawine insgesamt erhöhen können.

2.5.7 Bodenerosion durch Grundlawinen

Die zum Teil bereits ausgeaperte Lawinenbahn im Frühjahr und die hohen Reibungskräfte an der Basis einer Nassschneelawine begünstigen die Erosion der basalen Schneeschichten bzw. der Bodenoberfläche. Nasse Grundlawinen können somit zu beträchtlichen Erosionsschäden in Anbruchgebiet und Sturzbahn sowie zur Sedimentation großer Mengen Erd- und Schuttmaterials im Ablagerungsgebiet führen (CEAGLIO et al. 2010).

In einigen Fällen kann die Fließfront von Grundlawinen den gesamten Oberboden erodieren. Als Gleitfläche dient in solchen Fällen die Grenzfläche zu kompakteren Bodenschichten oder zum Muttergestein. CEAGLIO et al. (2010) stellten eine Erosionsrate zweier aufeinanderfolgender Nassschneelawinen von 2,44 kg Bodenmaterial pro m² fest.

2.5.8 Einflüsse auf Bewegung und Auslauflänge einer Nassschneelawine

Folgende Faktoren und Parameter haben, unter anderem aufgrund der Überlegungen in Kap. 2.5.1.2, Einfluss auf die Bewegung und die Auslauflänge von Nassschneelawinen:

– **Topografische Parameter** wie der vertikale Höhenunterschied zwischen Startzone und Ablagerungszone, die Beschaffenheit und Form (offener Hang oder Runse) sowie die Hangneigung und Bodenrauigkeit entlang der Lawinenbahn beeinflussen die Fließgeschwindigkeit, Masse (Entrainment) und Trägheit. Beispielsweise können kleinere Lawinen in kanalisiertem Gelände (Rinnen, Runsen etc.) deutlich größere Auslauflängen erzielen als an offenen Hängen (McCLUNG und SCHAERER 2006).

– **Masse:** Die deutlich höhere Masse (bedingt durch die höhere Dichte) von Nassschneelawinen kann auf gering geneigten Hängen zu größeren Auslauflängen als bei Trockenschneelawinen führen, da die höhere Masse die geringe Neigung kompensieren kann.

– **Reibungskoeffizient und Energiedissipation:** Der Reibungskoeffizient μ (siehe Kap. 2.5.1.2) kann bei trockenen Lockerschneelawinen (aufgrund der turbulenten Bewegung beinahe ausschließlich Rollreibung), aber auch bei hohen Wassergehalten (Slush Flows) sehr geringe Werte annehmen. PLATZER et al. (2007) fanden bei Versuchen heraus, dass der Reibungskoeffizient bei Nassschneelawinen im Mittel größer ist als jener bei Trockenschneelawinen. Die Reibungskraft (Gleit- und/oder Rollreibung) und somit auch die Energiedissipation können jedoch in Abhängigkeit vom Wassergehalt sehr unterschiedliche Werte annehmen. Welche Reibungsform (Gleit- und/oder Rollreibung) bei Nassschneelawinen überwiegt, ist vom Lawinentyp (siehe Kap. 2.5.5) abhängig. Das Ausmaß der Energiedissipation ist bei Nassschneelawinen im Mittel der Versuche von PLATZER et al. (2007) größer als jenes bei Trockenschneelawinen. Generell gilt, je größer der Reibungskoeffizient μ, desto größer auch die Energiedissipation und je mehr Energie dissipiert wird (das heißt in thermische Energie übergeht), desto weniger kinetische Energie steht für die Bewegung der Lawine zur Verfügung.

– **Kohäsion und Viskosität:** Die Kohäsion ist abhängig vom Wassergehalt und bestimmt den Lawinentyp (siehe Kap. 2.5.1.1) und die Viskosität der Lawine. So ist die Kohäsion und daraus folgend die Viskosität bei hohem Wassergehalt gering, was sich durch große Auslauflängen in flachem Gelände bemerkbar macht. Das Extrembeispiel hierin sind die sogenannten Sulzströme (Slush Flows) (siehe Kap. 1.3.3.1).

– **Trägheit:** Die Trägheit ist die Eigenschaft von Körpern, in ihrem Bewegungszustand zu verharren, solange keine äußere Kraft auf sie einwirkt. Je größer die Masse eines Körpers, desto weniger beeinflusst eine auf ihn einwirkende Kraft seine Bewegung (TSCHEGG 2005). Die Trägheit des bewegten Schneevolumens kann somit in Abhängigkeit von Masse und Reibungskraft zu hohen Auslauflängen in flachem Gelände und sogar am ansteigenden Gegenhang führen.

– **Impulsübertragung:** Das Nachschieben durch die hinteren Teile einer Nassschneelawine (beispielsweise am Geländeknick von steil zu flach) bewirkt Kraftstöße auf die vorderen Teile. Diese Impulsübertragung bewirkt eine Beschleunigung der vorderen Teile (Erhöhung der Zugkraft F_Z) und ein Abbremsen der hinteren Teile (TSCHEGG 2005). Dieses Phänomen ist beim viskosen Fließverhalten einer Nassschneelawine deutlich stärker ausgeprägt als beim fluiden Fließverhalten einer Trockenschneelawine.

2.5.9 Der Nassschneelawinenzyklus

CONWAY und RAYMOND (1993) beschrieben erstmals die drei Phasen der (Nassschnee)-Lawinenaktivität (*wet snow avalanche cycle*) nach dem Eindringen flüssigen Wassers in eine Schneedecke infolge Regens oder starken Schmelzens durch Erwärmung bzw. Einstrahlung[9]:

1 Unmittelbare Lawinenauslösung (*immediate avalanching*)

Bereits wenige Minuten bis maximal eine Stunde nach dem Einsetzen von Regen, dem Übergang von Schneefall in Regen oder dem Einsetzen starker Schneeschmelze kommt es in vielen Fällen zu einer verstärkten Auslösung von Lawinen. Diese Phase kann mit relativ hoher zeitlicher Genauigkeit via meteorologischer Prognosen vorhergesagt werden und tritt nur ein, sofern die Schneedecke bereits vor dem Eindringen flüssigen Wassers instabil war (CONWAY und RAYMOND 1993, SIMENHOIS und BIRKELAND 2008, CONWAY et al. 2009).

In dieser Phase handelt es sich um Lockerschnee- aber auch um Schneebrettlawinen. Lockerschneelawinen treten insbesondere bei erstmaliger Durchfeuchtung einer Neuschneeschicht auf. Bei Schneebrettlawinen dieser Phase liegt die versagende Schneeschicht meist tiefer als die Feuchtigkeitsfront in der kurzen Zeit in die Schneedecke eindringen konnte (CONWAY und RAYMOND 1993). Es handelt sich somit um **gemischte Lawinen** mit einer trockenen Gleitfläche.

Bei Rain-on-Snow-Events ist die Auslösungswahrscheinlichkeit wenige Minuten nach Beginn des Regenereignisses und noch bevor 1 mm Niederschlagssumme erreicht wird am größten. Die Auslösung kann somit nicht mit der (sehr geringen) zusätzlichen Auflast durch den Niederschlag begründet werden (CONWAY und RAYMOND 1993). Es müssen

[9] Die Erkenntnisse von CONWAY und RAYMOND (1993) basieren auf Beobachtungen in der Gegend des Snoqualmie Pass in den Cascade Mountains (Washington, USA) mit maritimer Schneedecke. Insbesondere die Ausführungen zu Phase 1 des Nassschneelawinenzyklus sind daher nicht direkt auf kontinentale Schneedecken bzw. Schneedecken in Übergangsklimaten übertragbar.

andere Mechanismen für die Auslösung von Schneebrettlawinen dieser Phase hauptverantwortlich sein.

Möglicherweise überträgt das beschleunigte Kriechen in der feuchten obersten Schneeschicht Spannungen auf die tiefer liegende trockene Schwachschicht und erhöht dadurch das Bruchpotential dieser Schwachschicht (SIMENHOIS und BIRKELAND 2008). Die Schwächung der obersten Schicht bedeutet also einen Verlust an Steifigkeit. Die damit einhergehende größere Verformbarkeit und Deformationsgeschwindigkeit reicht mitunter aus, dass die größer werdenden Spannungen zur Auslösung führen (SLF 2000). CONWAY und RAYMOND (1993) berechneten zudem, dass beispielsweise ein Festigkeitsverlust infolge flüssigen Wassers in den obersten 10 cm einer 30 cm hohen Schneetafel über einer Schwachschicht, die Zugspannungen in den unteren 20 cm um 50 % erhöht, da die gleiche Spannung über eine geringere Fläche abgetragen werden muss.

2 Verzögerte Lawinenauslösung (*delayed avalanching*)

Diese Phase setzt einige Stunden nach dem erstmaligen Eindringen flüssigen Wassers in die Schneedecke ein und beinhaltet weniger, dafür deutlich größere **Nassschneelawinen** (hauptsächlich Schneebrettlawinen) als während der ersten Phase (CONWAY und RAYMOND 1993).

Der Zeitversatz ist abhängig von der Niederschlagsintensität und den Schneeeigenschaften, die den Zeitpunkt bestimmen, wann die Feuchtigkeitsfront die potentielle Schwachschicht erreicht und destabilisiert hat. Der Beginn dieser Phase ist aufgrund der komplexen Prozesse der Wasserinfiltration in Schnee (siehe Kap. 2.4) deutlich schwieriger vorherzusagen als jener der unmittelbaren Auslösung (CONWAY und RAYMOND 1993).

Während dieser Phase wird das flüssige Wasser in der Schneedecke an kapillaren Barrieren, undurchlässigen Schichtgrenzen etc. zurückgehalten und in der Schneedecke angereichert. Es ist somit kein Ausfluss zu beobachten (Lysimeter, Fließgewässer etc.; siehe Kap. 2.4.3).

Der Einfluss flüssigen Wassers destabilisiert das Schneegefüge in den potentiellen Schwachschichten. Bei Regen wird zudem die zusätzliche Auflast mit der Fortdauer des Niederschlags stetig gesteigert (CONWAY et al. 2009). Beide Mechanismen erhöhen die Instabilität der Schneedecke. Erreicht das flüssige Wasser basale Schwachschichten oder staut es über der gefrorenen Bodenoberfläche, kommt es oftmals auch zur Auslösung von Grundlawinen (TECHEL 2010b).

3 Rückkehr zu stabilen Verhältnissen (*return to stability*)

Ab etwa 10 bis 20 Stunden nach dem erstmaligen Eindringen flüssigen Wassers in die Schneedecke nimmt die Lawinenaktivität deutlich ab. Dies wird mit der Durchfeuchtung der gesamten Schneedecke und der Ausbildung leistungsfähiger präferentieller Abflusskanäle (siehe Kap. 2.4.2), die eine Drainage der Schneedecke bewirken und schichtparallelen Abfluss unterbinden, in Verbindung gebracht. Die Drainage bewirkt eine Verringerung der Auflast und den Abbau wassergesättigter Schichten über kapillaren Barrieren, undurchlässigen Schichtgrenzen etc. Eine vollständig isotherme Schneedecke ist typisch, jedoch keine zwingende Bedingung für diese Phase (CONWAY und RAYMOND 1993, CONWAY et al. 2009).

Die Rückkehr zu stabilen Verhältnissen kann nach CONWAY et al. (2009) über die Ausflussrate flüssigen Wassers aus der Schneedecke bestimmt werden (Lysimeter, Fließgewässer[10] etc.; siehe Kap. 2.4.3). Ist der Output gleich groß wie der Input (Regen bzw. Schmelzen), so hat eine vollständige Drainage der Schneedecke eingesetzt und der Zeitpunkt der Rückkehr zu stabilen Verhältnissen ist erreicht (TRAUTMAN 2008).

TECHEL und PIELMEIER (2010) untersuchten die Schneedeckeneigenschaften zahlreicher Schneeprofile in den Schweizer Alpen und deren Veränderung während einem Nassschneelawinenzyklus im Frühjahr. Sie fanden heraus, dass typischerweise die Schneetemperatur, der Wassergehalt (mWC) und der durchfeuchtete Anteil der Schneedecke von Phase 1 zu Phase 3 signifikant zunehmen. Ebenso nimmt der Anteil der Schmelzformen an allen Kornformen in der Schneedecke deutlich zu. Der Anteil von Neuschnee und runden Kornformen, besonders aber der Anteil kantiger Kornformen nimmt hingegen deutlich ab.

4 Spezialfall der Auslösung durch Beschattung bei **Sonnenuntergang**:

Nasse Schneebrettlawinen können in einigen Fällen durch einsetzende Beschattung eines instabilen Hanges bei Sonnenuntergang ausgelöst werden. Die Auslösung erfolgt gegenüber dem Beginn der Beschattung meist um 0,5 bis 4,0 Stunden zeitverzögert. McCLUNG und SCHAERER (2006) erheben die These, dass in solchen Fällen die Schneedecke bereits untertags durch Sonneneinstrahlung und daraus bedingt durch den

[10] Fallbeispiel: CONWAY et al. 2009 beschrieben die bewehrte Praxis neuseeländischer Lawinenprognostiker an der exponierten Milford Road, die Durchfeuchtung der Schneedecke über die Abflussrate von Wasserfällen abzuschätzen: Führen die Wasserfälle während einem Regenereignis kaum Wasser, ist davon auszugehen, dass noch keine Drainage, sondern eine Akkumulation des flüssigen Wassers in der Schneedecke stattfindet. An einer hohen Wasserführung ist hingegen die Drainage der Schneedecke und somit die Rückkehr zu stabilen Schneedeckenverhältnissen ablesbar.

Einfluss flüssigen Wassers an Stabilität verloren hat und sich zu Sonnenuntergang unter Spannung befindet. Durch das Auskühlen der Schneeoberfläche nach Einsetzen der Beschattung kommt es zum Wiedergefrieren. Im gegenständlichen Fall führt das Gefrieren allerdings nicht wie in Kap. 2.2 beschrieben zur Verfestigung der Schneedecke, sondern aufgrund der Tatsache, dass Wasser beim Gefrieren eine Volumszunahme von ca. 9 % erfährt (KRAINER 2007) zu plötzlich auftretenden erhöhten Zugspannungen in der Schneedecke. Wenn diese Zugspannungen die lokal maximal möglichen übersteigen, kann es zur Auslösung einer Nassschneelawine kommen.

2.6 Eigenschaften von Nassschneelawinen

2.6.1 Fließgeschwindigkeit und Fließverhalten

Die Fließgeschwindigkeit bei Nassschneelawinen ist aufgrund der höheren Reibung an der Gleitfläche, die durch die größere Masse des nassen Schnees verursacht wird, meist deutlich geringer als bei Trockenschneelawinen vergleichbarer Größe und Hangneigung (McCLUNG und SCHAERER 2006, SOVILLA et al. 2008). Bei Geschwindigkeitsmessungen in Lawinentestgebieten wurden für Nassschneelawinen Fließgeschwindigkeiten **bis zu 10 m/s** gemessen (VILAJOSANA et al. 2007). TAKEUCHI et al. (2003) konnten die Geschwindigkeit einer natürlich ausgelösten Nassschneelawine in Japan mit 20 m/s bestimmen. In nachfolgender Tabelle findet sich ein Vergleich der Fließgeschwindigkeiten verschiedener Lawinenarten:

Tabelle 2.4: Größenordnung der Fließgeschwindigkeiten unterschiedlicher Lawinenarten

Lawinenart	Fließ-geschwindigkeit	Quellenangabe
Staublawine	30-70 m/s	LAND TIROL 2000
trockene Fließlawine	20-40 m/s	LAND TIROL 2000
	bis 50 m/s	VILAJOSANA et al. 2007
	43 m/s	Makunosawa-TSL (Japan), TAKEUCHI et al. 2003
nasse Fließlawine	10-20 m/s	LAND TIROL 2000
	bis 10 m/s	VILAJOSANA et al. 2007
	6-12 m/s	UPADHYAY et al. 2010
	max. 9 m/s	Gatschiefer-NSL 2008 (Klosters, CH) SOVILLA et al. 2010b
	20 m/s	Makunosawa-NSL (Japan), TAKEUCHI et al. 2003
Slush Flow	bis 40 m/s	SLF 2004

Die Fließgeschwindigkeit ist abhängig von der topografischen Beschaffenheit (Neigung etc.) und den Rauigkeitsverhältnissen der Lawinenbahn sowie den Eigenschaften der transportierten Schneemassen (Dichte, Kornform und -größe, Viskosität, Wassergehalt etc.) (VILAJOSANA et al. 2007).

UPADHYAY et al. (2010) belegten in mesoskaligen Experimenten mit nassem Schnee in der Dhundi snow chute (Indien), dass sich während dem Abgang einer Nassschneelawine **Knollen** im Lawinenschnee bilden (Schneeballeffekt) und teilweise auch wieder zerfallen. Die Knollen werden hauptsächlich in den oberen Schichten der bewegten Schneemassen transportiert. In einigen Fällen können einzelne Knollen auch den bewegten Schneemassen vorauseilen, wodurch eine unregelmäßige Fließfront entsteht. Die Fließgeschwindigkeit nimmt von der Front (9-12 m/s) zum Ende der Lawine (6-9 m/s) hin ab ohne jedoch einen konstanten Geschwindigkeitsgradienten über die Lawinenlänge aufzuweisen. Derartige Erkenntnisse wurden durch makroskalige Experimente bestätigt (z. B. SOVILLA et al. 2008, KERN et al. 2009).

UPADHYAY et al. (2010) beobachteten weiters, dass die Fließgeschwindigkeit umso geringer ist, je kleiner die Lawinenmasse bzw. je kleiner die Hangneigung. Der Einfluss der Hangneigung ist besonders für kleinere Lawinen und kleinere Fließgeschwindigkeiten entscheidend.

SCHAEFER et al. (2010) untersuchten das **vertikale Fließgeschwindigkeitsprofil** verschiedener Versuchslawinen. Es zeigte sich, dass bei Nassschneelawinen die Fließgeschwindigkeit über die Fließhöhe der Lawine homogener ist als bei Trockenschneelawinen (siehe Abbildung 2.19). Bei Trockenschneelawinen wurden in den untersten Schichten zumeist sehr geringe Geschwindigkeiten gemessen, wogegen die Fließgeschwindigkeit bei Nassschneelawinen über die gesamte Fließhöhe annähernd konstant ist. Zu ähnlichen Erkenntnissen kamen auch KERN et al. (2009) und UPADHYAY et al. (2010).

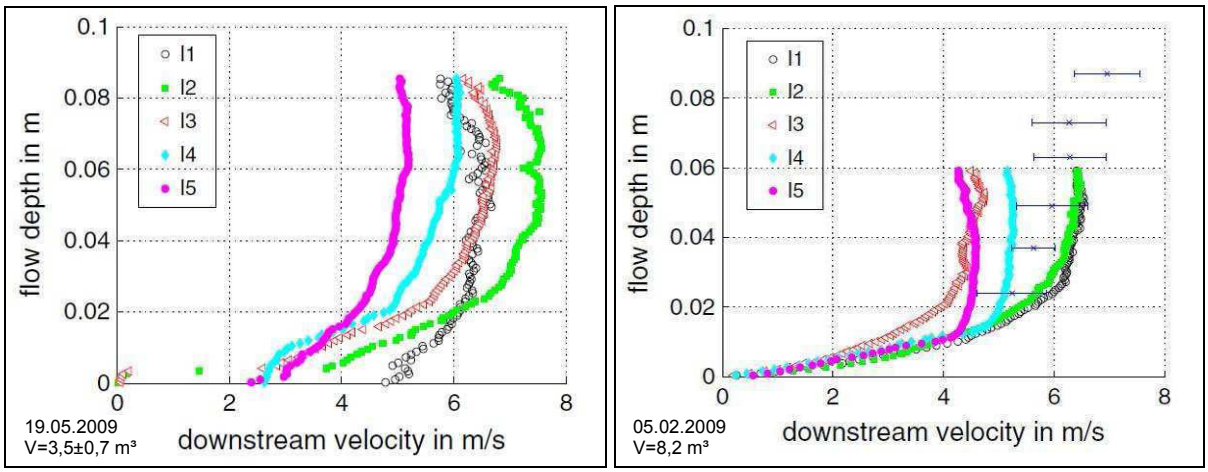


Abbildung 2.19: Vertikales Fließgeschwindigkeitsprofil einer nassen (links) und einer trockenen (rechts) Versuchslawine; die farblich unterschiedlichen Linien markieren aufeinanderfolgende Messpunkte entlang der Lawinenbahn (Quelle: SCHAEFER et al. 2010); Anm.: die Versuche wurden in einer künstlichen Rutsche bei gleicher Neigung und unterschiedlichen Schneevolumina durchgeführt, wodurch die absoluten Geschwindigkeiten der Trockenschneelawine mit jenen der Nassschneelawine nicht direkt vergleichbar sind

Das **rheologische Verhalten** von Nassschneelawinen ist sehr variabel, abhängig von der Position innerhalb der Lawine und stark geprägt durch die innere Reibung der Partikel untereinander. UPADHYAY et al. (2010) ermittelten die mittlere **Viskosität** der ausgelösten Nassschneelawinen. Sie wurde für den steilsten Abschnitt mit 8,64 ± 5,23 Pa·s[11] angegeben. Dies entspricht in etwa der Viskosität von Honig (2-10 Pa·s). Die Viskosität von nassem Schnee ist somit größer als jene von trockenem Schnee und geringer als jene von Slush Flows.

Im Gegensatz zu Trockenschneelawinen weisen Feuchtschneelawinen einen sehr geringen, Nassschneelawinen üblicherweise gar keinen **Staubanteil** auf (LAND TIROL 2000). Weiters ist die **Auslauflänge** von Lawinen in derselben Lawinenbahn bei Nassschneelawinen aufgrund der geringeren Fließgeschwindigkeit üblicherweise kürzer als bei Trockenschneelawinen (TAKEUCHI et al. 2003).

2.6.2 Anpralldruck

Nassschneelawinen besitzen eine hohe Dichte (vgl. Kap. 2.1.2). Diese bewirkt, dass bereits Lawinen von bescheidenem Volumen eine hohe Masse aufweisen und somit sehr große Drücke entwickeln können (SOVILLA et al. 2008). Die Lawinenmasse wird fast ausschließlich von Schnee- und Eismassen gebildet, der Massenanteil flüssigen Wassers (LWC_m) ist im Vergleich zu den festen Anteilen meist sehr gering (im Gegensatz zu Sulzströmen – siehe

[11] 1 Pa·s (Pascalsekunde) entspricht 1 Ns/m²

Kap. 1.3.3.1, bei denen der Wasseranteil überwiegen kann) (RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

Der Anpralldruck P einer Lawine ist proportional zur Dichte ρ der bewegten Masse und zum Quadrat der Fließgeschwindigkeit v². Die maximalen Anpralldrücke (**Spitzendruck**) während einem Lawinenereignis wurden in den ersten Sekunden des Anprallens der Lawine auf ein Hindernis gemessen und können den zwei- bis fünffachen Wert des **mittleren Anpralldrucks** während dem Lawinenabgang annehmen (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Formel 2.5: Mittlerer Anpralldruck einer Lawine auf ein Hindernis unter einem Winkel von 90° (nach McCLUNG und SCHAERER 2006)

$$P = \rho * v^2$$

Die höchsten Anpralldrücke durch Lawinen (über 1000 kPa) wurden bei großen Trockenschneelawinen mit relativ hoher Dichte und hoher Fließgeschwindigkeit beobachtet. Ähnlich hohes Zerstörungspotential besitzen große Sulzströme (McCLUNG und SCHAERER 2006). Nassschneelawinen besitzen meist eine geringe Fließgeschwindigkeit aber eine hohe Dichte weshalb die Drücke (bis etwa 200 kPa) im Vergleich zu jenen durchschnittlicher Trockenschneelawinen sehr hoch sein können (RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

Die Druckwirkung einer Nassschneelawine auf ein Hindernis ist aktuell nur unvollständig erforscht, Druckberechnungen erfolgen daher näherungsweise mit den gleichen Formeln wie für Trockenschneelawinen (siehe RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011). Es ist allerdings darauf hinzuweisen, dass die **Bemessung** des Anpralldruckes von Nassschneelawinen beispielsweise nach Schweizer Richtlinien den tatsächlich gemessenen Anpralldruck deutlich unterschätzt. Dies bestätigten umfangreiche Versuche im Lawinentestgebiet Vallée de la Sionne in der Schweiz von SOVILLA et al. (2008) bzw. SOVILLA et al. (2010a).

Neuere Erkenntnisse (u. a. SOVILLA et al. 2010a) zeigten, dass der Anpralldruck bei den vergleichsweise langsam fließenden Nassschneelawinen nur unbedeutend von der Fließgeschwindigkeit abhängig ist. SOVILLA et al. (2010a) fanden zudem heraus, dass der Anpralldruck mit der Tiefe linear zunimmt und dass die Spitzendrücke den mittleren Anpralldruck deutlich übersteigen können (eine mittlere Standardabweichung von etwa 20 % wurde beobachtet) (siehe Abbildung 2.20). Jedenfalls sind die gemessenen mittleren Anpralldrücke deutlich größer als die mit konventionellen Modellen berechneten. Als **Faustregel** kann gelten: Der mittlere Anpralldruck einer Nassschneelawine ist in etwa achtmal so groß wie der hydrostatische Schneedruck (SOVILLA et al. 2010a).

Bei der Bemessung auf den maßgebenden Anpralldruck ist bei Lawinen im Allgemeinen und bei Nassschneelawinen im Speziellen zudem auf die Möglichkeit des Mitführens von **Fremdmaterial** (Felsblöcke, Baumstämme etc. – siehe Kap. 2.7) und dadurch punktuell stark erhöhte Anpralldrücke zu achten.

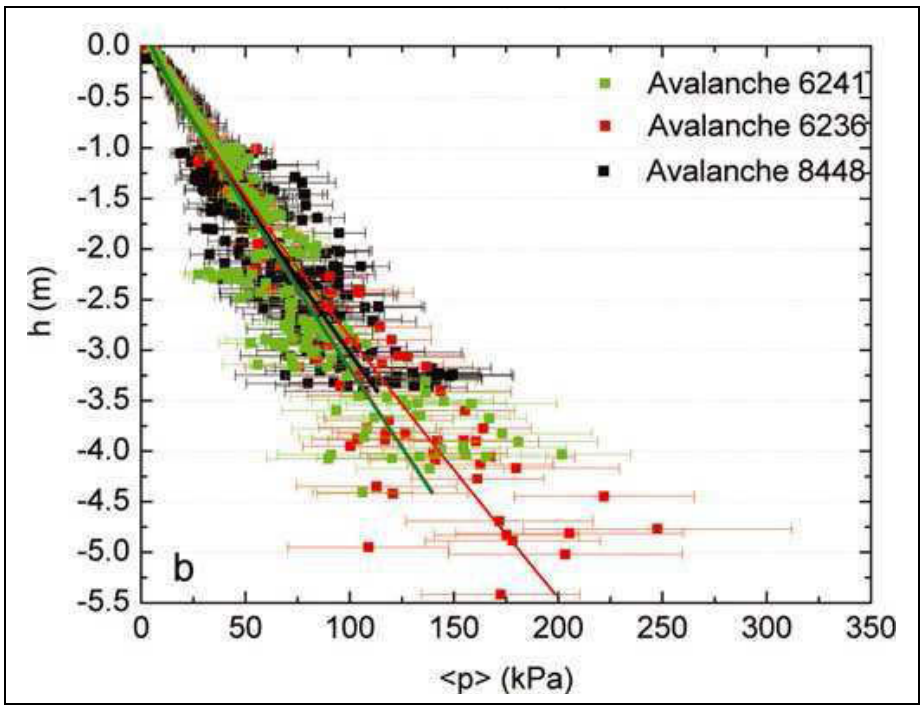


Abbildung 2.20: Lineare Zunahme des Anpralldrucks (<p>) dreier Nassschneelawinen mit der Fließtiefe (h); jeder Wert wird als mittlerer Anpralldruck (Punkt) mit zugehöriger Standardabweichung (Antennen) dargestellt (Grafik: SOVILLA et al. 2010a)

2.7 Ablagerungen von Nassschneelawinen

Die Charakteristik des abgelagerten Schnees ist abhängig von der Härte und dem Wassergehalt des ursprünglich abbrechenden Schnees in der Startzone und jenem in der Transportzone (Entrainment), vom Vorhandensein und der Beschaffenheit von Fremdmaterial und von der Länge der Lawinenbahn (McCLUNG und SCHAERER 2006). Die Ablagerungen von Nassschneelawinen werden durch folgende Eigenschaften charakterisiert:

– **Wassergehalt:** Unmittelbar nach dem Lawinenabgang ist im Falle einer Nassschneelawine stets flüssiges Wasser im abgelagerten Lawinenschnee enthalten. Dies ist jedoch auch bei gemischten Lawinen der Fall (siehe Probleme bei der Definition von Nassschneelawinenereignissen, Kap. 1.4). Der Wassergehalt ist sehr variabel und abhängig vom Alter der Ablagerung (Drainage) und den Witterungsverhältnissen (Regen) (McCLUNG und SCHAERER 2006).

– **Härte:** Sofort nach der Ablagerung kommt es durch Metamorphoseprozesse zum Versintern der Einzelkörner und -klumpen, wodurch Ablagerungen von Nassschneelawinen in den meisten Fällen als hart beschrieben werden. Kommt es nach der Ablagerung zum Gefrieren des Lawinenschnees kann er mitunter sogar eisähnliche Härte erlangen (BARTELT und McARDELL 2009).

– **Dichte:** Die Schneedichte ist in der Ablagerungszone üblicherweise höher als in der Startzone der Lawine (siehe Kap. 2.1.2). Messungen ergaben zudem, dass die Schneedichte im abgelagerten Schnee mit der Tiefe der Ablagerung zunimmt. Mittlere Werte der Dichte von Nassschneelawinenablagerungen betragen etwa 500-600 kg/m³. Im Vergleich dazu ist die Ablagerungsdichte bei Trockenschneelawinen geringer (meist zwischen 200 und 400 kg/m³) und bei Sulzströmen aufgrund des Gemischs aus Wasser, Eis, Steinen etc. deutlich größer (bis über 1.000 kg/m³) (McCLUNG und SCHAERER 2006).

– **Partikelgröße:** Ein charakteristisches Anzeichen für das Vorhandensein von flüssigem Wasser im Lawinenschnee ist die Ablagerung in Form von Klumpen oder Knollen (siehe Abbildung 2.22) (ISSLER et al. 2008). Die Partikelgröße (Korngröße) ist bei Nassschneelawinen vergleichsweise groß und kann bis zu 0,5 m oder mehr betragen (BARTELT und McARDELL 2009). Die Ablagerung der Knollen zeigt mitunter eine *longitudinale* (größere Partikel an der Front) und *vertikale* (größere Partikel oben) *Sortierung* nach der Größe (Siebeffekt). Diese beruht auf den Fließgeschwindigkeitsgradienten im Lawinenkörper während dem Abgang. Dadurch gelangen die größeren Partikel an die Oberfläche und werden dort infolge der höheren Geschwindigkeit an die Front gespült. Dieses Phänomen und somit eine Sortierung nach der Größe ist bei Trockenschneelawinen aufgrund der höheren Fließgeschwindigkeit und dem inhomogeneren Fließgeschwindigkeitsprofil (siehe Kap. 2.6.1) deutlicher ausgeprägt als bei Nassschneelawinen (JOMELLI und BERTRAN 2001). BARTELT und McARDELL (2009) untersuchten die *Korngrößenverteilung* der Deckschicht (Schneeoberfläche) mehrerer Ablagerungen von Nassschnee- und Trockenschneelawinen. Ihre Untersuchungen zeigten, dass Ablagerungen von Nassschneelawinen eine größere mittlere Partikelgröße und einen geringeren Sortierungsgrad aufweisen als Trockenschneelawinen (siehe Abbildung 2.23).

– **Form der Ablagerung:** Nassschneelawinen zeigen spezielle Ablagerungsmuster, meist sehr lange, gewundene oder in mehrere Zungen (*fingerförmig*) aufgefächerte Ablagerungen (siehe Abbildung 2.21). Eine fließende Nassschneelawine reagiert in der Auslaufzone bereits auf kleinste Hindernisse oder Geländeunebenheiten mit spontanen Richtungsänderungen, die zu den beschriebenen Ablagerungsmustern führen, jedoch

kaum vorhersagbar sind und eine bedeutsame Erschwernis bei Lawinenauslaufsprognosen darstellen (siehe Kap. 2.14) (RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011). Zusätzlich bilden größere Nassschneelawinen oftmals *Randwälle* (ähnlich Levées bei Muren, siehe Abbildung 2.21) und mitunter auch einen *Stirnwall* aus (BARTELT und McARDELL 2009, SOVILLA et al. 2010b).

– **Beschaffenheit der Gleitfläche:** Die Lawinenbahn wird durch die große basale Reibung von Nassschneelawinen mikromorphologisch stark beeinflusst. Die Schneeoberfläche wird entweder aufgeraut und zerfurcht oder (vor allem in der Auslaufzone) durch die abgleitenden Schneemassen glatt geschliffen (siehe Abbildung 2.21). Ausgeprägte glatte Gleitflächen entstehen durch lokales Aufschmelzen an der Basis der abgleitenden Schneemasse infolge großer Reibungskräfte (JOMELLI und BERTRAN 2001).

– **Fremdmaterial:** Fremdmaterial (Erde, Schutt, Felsblöcke, Pflanzenteile, Totholz etc.) kann in den Ablagerungen von Nassschneelawinen einen großen Anteil ausmachen. CEAGLIO et al. (2010) beschrieben, dass das Fremdmaterial zumeist in der obersten Schicht des Ablagerungskörpers angetroffen wird. Untersuchungen von JOMELLI und BERTRAN (2001) wiederum ergaben, dass Gesteinskomponenten passiv im Lawinenschnee transportiert werden und kaum eine Sortierung bei der Ablagerung erfahren.

Abbildung 2.21: Sturzbahn und Ablagerungsgebiet (großes Bild) sowie Detailaufnahme des Ablagerungsgebietes (kleines Bild) einer Nassschneelawine (Längenbodenlawine, Gem. Langwies, Graubünden, Schweiz); deutlich erkennbar sind die fingerförmige Ablagerung, die glatte Gleitfläche und die Randwälle (Bilder: Thomas Wiesinger)

Abbildung 2.22: Charakteristische knollenförmige Ablagerungen von Nassschneelawinen (Bild links: SLF; Bild rechts: BARTELT und McARDELL 2009)

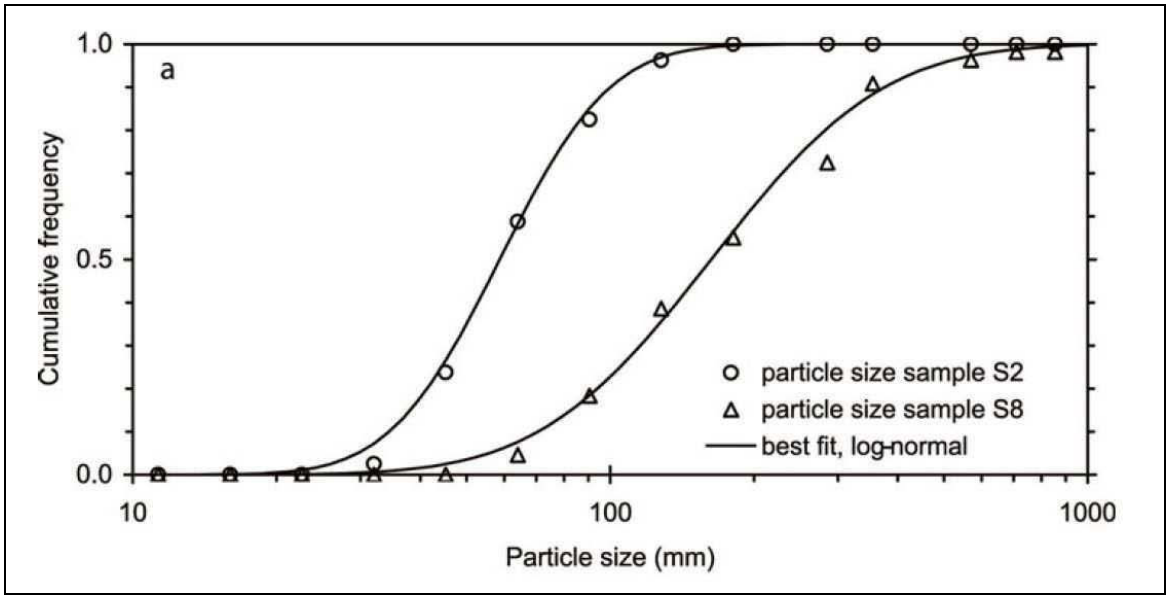


Abbildung 2.23: Korngrößenverteilung der Deckschicht (Schneeoberfläche) einer Trockenschneelawine (sample S2) und einer Nassschneelawine (sample S8); es zeigt sich, dass die mittlere Partikelgröße der Nassschneelawine deutlich größer ist als jene der Trockenschneelawine (Grafik: BARTELT und McARDELL 2009)

2.8 Zusammenstellung möglicher Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen

In diesem Kapitel werden mögliche Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen aufgelistet und ihr Einfluss näher beschrieben. Vorab sei erwähnt, dass der Beginn eines Nassschneelawinenzyklus (siehe auch Kap. 2.5.9) meist durch die **Veränderung eines meteorologischen Parameters** bewirkt wird (ARMSTRONG und IVES 1976):

– Anstieg der Lufttemperatur (charakteristisch ist z. B. jener Tag, an dem die mittlere tägliche Lufttemperatur den Gefrierpunkt erstmals übersteigt)

– Anstieg des Strahlungseintrags (z. B. der Beginn einer Schönwetterphase mit geringer Bewölkung)

– einsetzender Regen etc.

In jedem Fall muss jedoch der **Grundzustand der Schneedecke** zu diesem Zeitpunkt Nassschneebedingungen aufweisen bzw. ermöglichen. Folgende Parameter zeigen diesen Grundzustand an und können gemessen werden (ARMSTRONG und IVES 1976):

– die Schneetemperatur liegt bei 0℃ oder nur knapp darunter

– der Eindringwiderstand (Handhärte, Rammhärte) ist in der isothermen Schneedecke infolge des bereits stattgefundenen Schmelzens der Kornverbindungen gering (siehe auch Kap. 2.8.2.1).

Generalisiert wird dieses Schema in Abbildung 2.24 dargestellt.

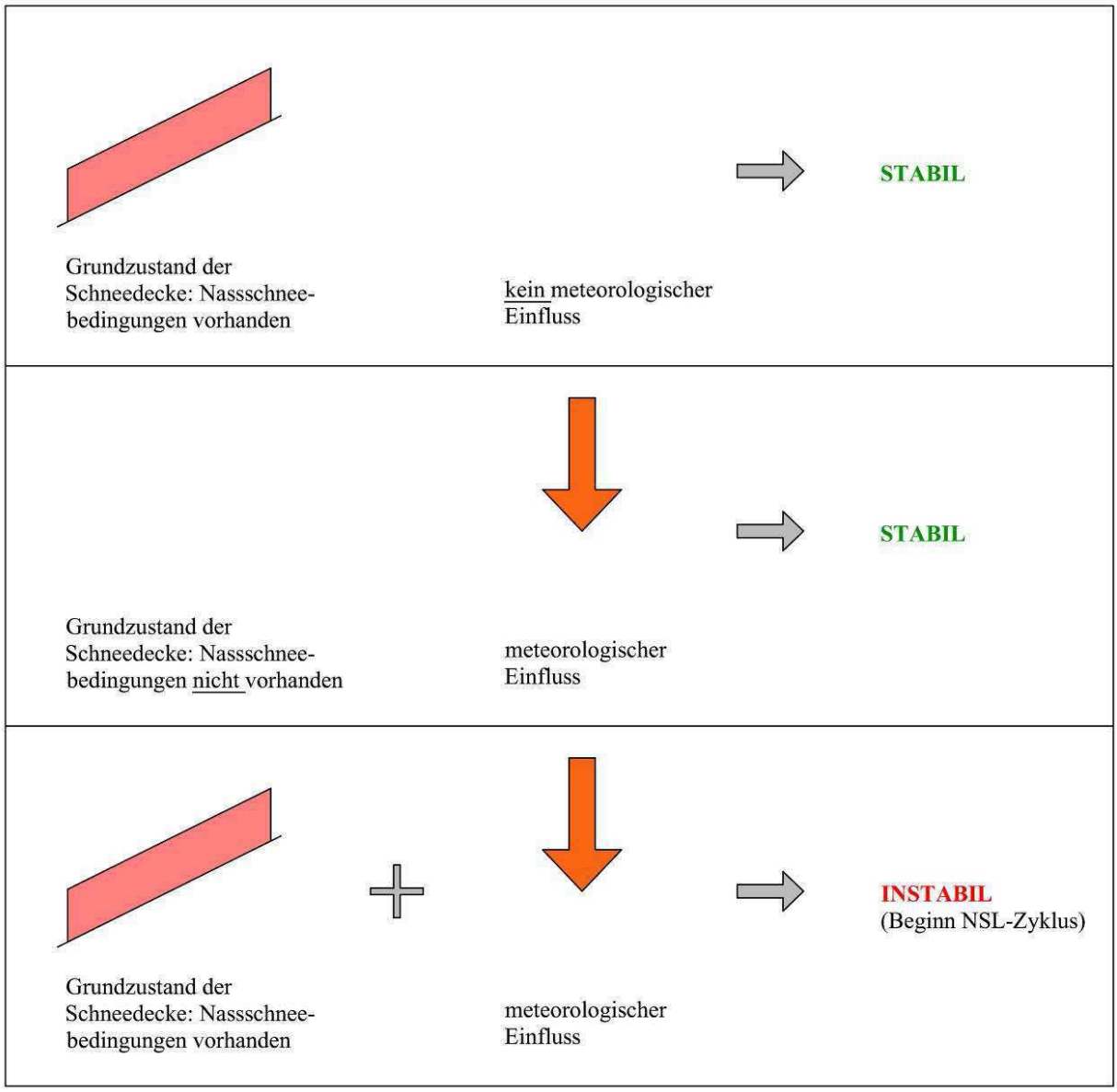


Abbildung 2.24: Generalisiertes Schema für den Beginn eines Nassschneelawinenzyklus

2.8.1 Topografische Einflussfaktoren

2.8.1.1 Hangneigung

Die Hangneigung in der **Startzone** ist einer der grundlegenden Faktoren für die Auslösung einer Lawine (McCLUNG und SCHAERER 2006). Typische Hangneigungen der Startzone für die Auslösung verschiedener Lawinentypen (trocken und nass) sind in Tabelle 2.5 angeführt. Statistisch gesehen und über alle Lawinentypen gemittelt, sind die meisten Lawinenabgänge in kontinentalen und Übergangsklimaten an Hängen um 38° Neigung zu beobachten. Etwa 90 % aller Lawinen brechen an Hängen zwischen 30 und 45° an. In maritimen Klimaten liegt die mittlere Neigung der Startzone etwas höher, bei etwa 40°. Nass-

schneelawinen brechen im statistischen Mittel an etwas steileren Hängen an (bei etwa 41°) als Trockenschneelawinen (McCAMMON 2009).

Die Geländeneigung in der **Transportzone** liegt typischerweise zwischen 15 und 30°. Die Hangneigung in der **Ablagerungszone** ist ausschlaggebend für die Verzögerung der Lawine bzw. die Auslauflänge und ist meist kleiner als 15° (STETHEM et al. 2003).

Primär bestimmt die Hangneigung die Größe der talwärts gerichteten Zugkraft F_Z und der bergwärts gerichteten Reibungskraft F_R (siehe Kap. 2.5.1.2) und entscheidet damit über die Auslösung einer Lawine bei gegebenen Witterungsbedingungen und Schneedeckeneigenschaften.

Sekundär übt die Hangneigung Einfluss auf einige andere in Kap. 2.8 angeführten Einflussfaktoren aus. Entscheidend ist die Hangneigung vor allem für den Strahlungshaushalt der Schneedecke und hier insbesondere für die Sonneneinstrahlungskomponente (siehe Kap. 2.8.2.3), die meist maßgeblich an der Auslösung einer Nassschneelawine beteiligt ist.

Tabelle 2.5: Typische Hangneigungen in der Startzone bei Auslösung verschiedener Lawinentypen (trocken und nass) (STETHEM et al. 2003, McCLUNG und SCHAERER 2006, McCAMMON 2009)

Hangneigung	Häufigkeit und Art der Lawine
<10°	in seltenen Fällen Sulzströme möglich
10-25°	Sulzströme möglich, sehr selten auch Nassschneelawinen
25-35°	einzelne nasse Lockerschneelawinen möglich, selten auch nasse oder trockene (meist große) Schneebrettlawinen
35-45°	Nasse und trockene Schneebrettlawinen in allen Größen sowie nasse Lockerschneelawinen möglich
45-55°	Kleine Schneebrettlawinen häufig
30-60°	Trockene Lockerschneelawinen möglich
60-90°	Lawinen sind selten, häufige kleine Rutsche lassen keine große Schneeakkumulation zu

2.8.1.2 Exposition zur Sonne

Im Mittel über mehrere Jahre werden auf Sonnenhängen in etwa gleich viele Lawinen ausgelöst wie auf Schattenhängen mit ähnlichen topografischen Eigenschaften (McCLUNG und SCHAERER 2006). Deutliche Unterschiede finden sich jedoch in der Häufigkeit der unterschiedlichen Lawinentypen, insbesondere bei Nassschneelawinen.

Für die Beurteilung eines Hanges in Bezug auf die Exposition zur Sonne ist einerseits die generelle Exposition des Anbruchsgebietes entscheidend und andererseits, vor allem bei stark strukturierten Geländeformationen wie beispielsweise Runsen, auch die mikro- und mesoskaligen Expositionen, die innerhalb der Runse stark variieren können (ARMSTRONG und IVES 1976).

Sonnenzugewandte Hänge erhalten deutlich mehr Einstrahlung als sonnenabgewandte. Das Ausmaß der Energiezufuhr ist abhängig von der Tages- und Jahreszeit. Im Hochwinter erhalten sonnenzugewandte Hänge weniger Strahlungsenergie als im Spätwinter und Frühjahr. Der relativ geringe Strahlungseintrag im Hochwinter wirkt sich zumeist positiv auf die Festigkeit der Schneedecke aus, wogegen der höhere Strahlungseintrag im Frühjahr zur Erwärmung der Schneedecke und somit zum Schmelzen des Schnees führt, wodurch die Voraussetzungen für einen Nassschneelawinenabgang geschaffen werden (siehe auch Kap. 2.8.2.3).

Sonnenabgewandte Hänge dagegen erhalten im Hochwinter kaum Strahlungseintrag, was in einer Destabilisierung infolge geringer Setzungsgeschwindigkeit in Kombination mit Prozessen der aufbauenden Metamorphose (kantige Formen, Oberflächenreif etc.) resultiert. In der kalten Schneedecke laufen sämtliche Prozesse sehr langsam ab, was dazu führt, dass Instabilitäten über lange Zeit erhalten bleiben (McCLUNG und SCHAERER 2006). Trockene Schneebrettlawinen sind der klassische Lawinentyp aus sonnenabgewandten Hängen, Nassschneelawinen hingegen sind selten und meist auf Regenereignisse oder das späte Frühjahr beschränkt.

Sonneneinstrahlung führt, ebenso wie ein Ansteigen der Lufttemperatur über 0℃, zum Schmelzen des Schnees an der Oberfläche, wodurch der Schneedecke flüssiges Wasser zugeführt wird und Nassschneelawinenabgänge möglich werden (vgl. Nassschnee-lawinenzyklus, Kap. 2.5.9). Die Wirkung der Sonneneinstrahlung ist im felsdurchsetzten Gelände am größten, da die Sonneneinstrahlung den dunklen Fels und dieser wiederum die darüber oder angrenzend befindliche (dünne) Schneedecke besonders rasch erwärmt (siehe Kap. 2.8.2.3). Dadurch laufen die Schmelzprozesse punktuell rascher ab und es kann zur Auslösung von Lockerschneelawinen kommen (siehe Kap. 2.5.2).

Die Exposition zur Sonne ist somit ein entscheidender Faktor für die Wahrscheinlichkeit der Auslösung einer Nassschneelawine. Insbesondere bestimmt die Exposition eines Hanges auch die **Tageszeit**, zu der die Wahrscheinlichkeit eines Nassschneelawinenabgangs am größten ist, wobei die Nassschneelawinentätigkeit je nach Exposition nicht zwingend um die Mittagszeit ihr Maximum erreicht. Aufgrund der in Kap. 2.4.1 beschriebenen Vorgänge und der Tatsache, dass die Albedo bei nasser Schneeoberfläche deutlich geringer ist (siehe

Kap. 2.8.2.3), reicht beispielsweise auf Osthängen ein niedrigerer Sonnenstand am frühen Nachmittag aus, um die maximale Wahrscheinlichkeit von Nassschneelawinenabgängen erst deutlich nach Mittag erwarten zu können. Dieser Zeitversatz zwischen der theoretisch maximalen Einstrahlung (vormittags) und der größten Wahrscheinlichkeit für Nassschneelawinenabgänge (nachmittags) ist bei östlichen Expositionen am stärksten ausgeprägt. Für andere Expositionen ist der Zeitversatz nicht derart markant, da in vielen Fällen bereits eine „Vorwärmung" der Schneedecke durch die Lufttemperatur eintritt, bevor der Hang die maximale Sonneneinstrahlung erhält (ARMSTRONG und IVES 1976).

2.8.1.3 Exposition zum Wind

In Hänge auf der windabgewandten Seite (Windschatten, Lee) eines Berges, Grates oder auch kleinräumigen Geländeformation wird während eines Windereignisses Schnee von der windzugewandten Seite (Luv) eingeblasen (Triebschnee). Generell ist in diesen Hängen die Wahrscheinlichkeit der Auslösung einer (Trockenschnee-)Lawine höher (McCLUNG und SCHAERER 2006, LAND TIROL 2000).

Die Exposition zum Wind hat kaum direkten Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen, bestimmt jedoch zusammen mit dem Niederschlag die Menge des für einen möglichen (Nassschnee-)Lawinenabgang zur Verfügung stehenden Schnees im jeweiligen Einzugsgebiet und somit Größe und Häufigkeit der Lawinenabgänge (siehe auch Kap. 2.8.2.5). Die Exposition zum Wind ist mitunter auch für Kühlungseffekte (Windchill-Effekte) von Bedeutung (siehe Kap. 2.8.2.5).

2.8.1.4 Höhenlage

Die Höhenlage hat keinen direkten Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen, jedoch hat sie Auswirkungen auf beinahe alle anderen Einflussfaktoren in Kap. 2.8 und ist somit bei der Vorhersage von Nassschneelawinen beim jeweiligen Einflussfaktor zu berücksichtigen.

Generell kann behauptet werden, dass der Anteil von Nassschneelawinenabgängen an der Gesamtzahl aller Lawinenabgänge mit zunehmender Seehöhe abnimmt und eine Verlagerung der Lawinenaktivität zu Trockenschneelawinen zu beobachten ist. Dies liegt darin begründet, dass die mittlere Lufttemperatur mit zunehmender Seehöhe abnimmt, während die Gesamtanzahl der Lawinenabgänge aufgrund des Reliefs und der größeren jährlichen Schneehöhe mit der Seehöhe zunimmt. Es kann jedenfalls keine allgemein gültige Aussage zur durch Nassschneelawinen am meisten betroffenen Höhenlage gemacht werden.

Die Nassschneelawinensaison beginnt und endet tendenziell umso später im Jahr, je größer die Seehöhe ist. Daraus folgt, dass zu Beginn eines Nassschneelawinenzyklus in einem bestimmten Gebiet Nassschneelawinenabgänge in geringer Höhenlage meist einige Stunden bzw. Tage früher auftreten als in größerer Höhenlage. Nassschneelawinenabgänge in geringer Höhenlage können somit ein Indikator für Nassschneelawinenabgänge in höher gelegenen Einzugsgebieten sein. Das Ende eines Nassschneelawinenzyklus in einem bestimmten Gebiet ist erreicht, wenn auch die höchstgelegenen nordexponierten Anbruchsgebiete entleert sind (ARMSTRONG und IVES 1976).

2.8.1.5 Bodenrauigkeit

Die Bodenrauigkeit spielt eine nicht unwesentliche Rolle bei Auslösung und Bewegung von Lawinen und ist für jedes Anbruchsgebiet und jede Lawinenbahn spezifisch zu betrachten. Lokale Bodenunebenheiten wie Felsformationen, Felsblöcke, Baumstümpfe und -stämme, Sträucher etc. bewirken eine erhöhte Reibung und hindern die Schneedecke solange am abgleiten, solange die Schneehöhe die Erhebung der Unebenheiten von der Bodenoberfläche nicht überragt (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Glatte Bodenoberflächen im Zusammenspiel mit flüssigem Wasser sind verantwortlich für den Prozess des basalen Schneegleitens, der im Abgang von Gleitschneelawinen gipfeln kann (siehe Kap. 2.5.4).

2.8.1.6 Bewaldung

Die Bewaldung hat Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Schneedecke (ausgeglichenes Mikroklima) und die Schneeverfrachtung durch den Wind. Weiters erhöht ein intakter Waldbestand mit vielfältigen bodennahen Kleinstrukturen (Baumstämme und -strünke, Unterwuchs, Totholz etc.) den Reibungskoeffizienten. Eine hohe Stammdichte hat zudem große stabilitätsfördernde Wirkung auf die Schneedecke. All diese Eigenschaften eines vitalen Waldbestandes können die Schneedecke positiv beeinflussen und die Auslösung von Lawinen (Trockenschnee- wie Nassschneelawinen) verhindern bzw. eine bereits ausgelöste Lawine bremsen oder stoppen (McCLUNG und SCHAERER 2006, RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

2.8.2 Meteorologische Einflussfaktoren

2.8.2.1 Lufttemperatur

Während Niederschlagsereignissen bestimmt die Lufttemperatur in erster Linie die **Form des Niederschlags** (Regen oder Schnee), welche völlig unterschiedliche Auswirkungen auf die (Nassschnee-)Lawinengefahr hat (siehe Kap. 2.8.2.4). Fällt der Niederschlag in fester Form, ist die Lufttemperatur für die **Temperatur des Neuschnees** verantwortlich. Kalter Neuschnee bindet sich schlechter mit der Altschneedecke als warmer Neuschnee, was Auswirkungen auf die Stabilität der Schneedecke hat. Zeigt die Lufttemperatur während einem Niederschlagsereignis einen ansteigenden Trend, lagert sich warmer, rasch setzender Neuschnee (ev. in weiterer Folge auch Regen) über kaltem, langsam setzendem Neuschnee ab, was die Bildung von Schneebrettlawinen begünstigt (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die Lufttemperatur hat jedoch auch **direkten Einfluss** auf die Auslösung von Nassschneelawinen: Bleibt die Lufttemperatur längere Zeit über 0°C, führt die Wärmeenergie zunächst zur Erhöhung der Schneetemperatur[12]. Aufgrund der schlechten Wärmeleitfähigkeit der Schneedecke dringt die Wärme verzögert und nur bis zu einer gewissen Tiefe in die Schneedecke ein. Sobald die Schneetemperatur 0°C erreicht und die Lufttemperatur weiterhin über 0°C bleibt, wird die Wärmeenergie zunächst für das Schmelzen der Kornverbindungen (Verringerung der Festigkeit und somit Verringerung des Eindringwiderstandes) verwendet. Erst in weiterer Folge kommt es zu Schmelzprozessen an der Schneeoberfläche (Produktion flüssigen Wassers), wodurch die Gefahr von Nassschneelawinenabgängen zunimmt (siehe Kap. 2.4.1).

In einigen Fällen kann es bereits unmittelbar nachdem die Lufttemperatur den Gefrierpunkt überschritten hat zum Abgang kommen. Diese unmittelbaren Auslösungen sind meist auf das Abrutschen von kleineren Schneemengen von Bäumen oder Felsen zurückzuführen, die als Trigger für Nassschneelawinen fungieren. Oft ist jedoch erst die zweite Warmwetterphase für die Nassschneelawinenaktivität ausschlaggebend, da die Schneedecke bereits isotherm ist und die gesamte Wärmeenergie für Schmelzprozesse aufgewendet werden kann. Bei längeren Warmwetterphasen beruht die Auslösung von nassen Schneebrettlawinen auf der Destabilisierung von tief liegenden Schwachschichten durch den Einfluss flüssigen Wassers (ARMSTRONG und IVES 1976, McCLUNG und SCHAERER 2006).

[12] Bei hoher langwelliger Ausstrahlung der Schneedecke infolge fehlender Bewölkung (siehe Kap. 2.8.2.3) fällt die Erwärmung des Schnees bei gleicher Lufttemperatur deutlich geringer aus.

Für die Prognose der Nassschneelawinengefahr ist die Kenntnis bzw. die exakte Vorhersage der Lufttemperatur in der Startzone entscheidend (McCLUNG und SCHAERER 2006). Insbesondere die mittlere und maximale Lufttemperatur innerhalb der letzten 12 bzw. 24 Stunden korreliert signifikant mit der Nassschneelawinenaktivität. Die Lufttemperatur ist jedoch in jedem Fall nur in Verbindung mit der Schneetemperatur zu sehen. Kurzzeitig hohe Lufttemperaturen in Verbindung mit tiefen Schneetemperaturen sind kein Indiz für eine erhöhte Abgangsbereitschaft von Nassschneelawinen, da die verfügbare Wärme zunächst zur Erhöhung der Schneetemperatur und nicht zum Schmelzen verwendet wird (ARMSTRONG und IVES 1976).

2.8.2.2 Luftfeuchtigkeit

Die Luftfeuchtigkeit besitzt meist nur indirekten Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen:

Zunächst bestimmt sie zusammen mit der Lufttemperatur den Taupunkt und den Reifpunkt. Die Unterschreitung des Reifpunktes ist unter anderem für die Bildung von Oberflächenreif verantwortlich. Dieser kann im weiteren Verlauf des Winters eine potentielle Schwachschicht in der Schneedecke darstellen (LAND TIROL 2000).

McCLUNG und SCHAERER (2006) erwähnen weiters, dass hohe Luftfeuchtigkeit im Zusammenspiel mit der Schneeverfrachtung durch den Wind zur Bildung von dichten, kohäsiven Schneeschichten an der Oberfläche führen und somit die Gefahr von Schneebrettlawinen erhöhen kann.

Die Luftfeuchtigkeit besitzt auch einen Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Schneedecke. Hohe Luftfeuchtigkeit resultiert in hoher atmosphärischer Gegenstrahlung (Reflexion der langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche an den Wasserpartikeln in der Atmosphäre), die eine Abkühlung der Schneeoberfläche verhindert.

Weiters kann hohe Luftfeuchtigkeit zu Kondensationsprozessen an der Schneeoberfläche führen, wodurch der Schneedecke zusätzliche Energie zugeführt wird (siehe Kap. 2.8.2.3). Dies wiederum beschleunigt Schmelzprozesse (RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

2.8.2.3 Strahlung und Energiebilanz

Die Angabe des Strahlungseintrages erfolgt entweder als Summenwert der Energie (z. B. Tagessumme) in kJ/m² oder als Momentanwert der Energie pro Zeiteinheit in W/m² [13]. Es muss zwischen langwelliger terrestrischer Strahlung und kurzwelliger Sonnenstrahlung unterschieden werden:

1 Langwellige Strahlung:

Die langwellige Strahlung inkludiert die Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche Richtung Weltall (**Brutto-Energieverlust**) und den davon in der Atmosphäre reflektierten Anteil Richtung Erdoberfläche. Die Wärmeausstrahlung ist abhängig von der Oberfläche (Schnee ist ein idealer Wärmeabstrahler), jedoch unabhängig von der Tages- und Jahreszeit. Der reflektierte Anteil ist bei Bewölkung am höchsten. Dies erklärt die Auskühlung der Schneeoberfläche in klaren Nächten, in denen mangels Bewölkung kaum langwellige Strahlung reflektiert wird und die Schneedecke einen hohen **Netto-Energieverlust** zu verzeichnen hat (LAND TIROL 2000). Die nächtliche Auskühlung der Schneeoberfläche kann für die Schneedecke stabilisierend (Schmelzharschdeckel, siehe Kap. 2.3.2), jedoch indirekt durch Bildung von Oberflächenreif (siehe Kap. 2.8.3.4) auch destabilisierend wirken.

Langwellige Strahlung ist aufgrund der geringeren Frequenz energieärmer, wodurch 50 % der reflektierten langwelligen Strahlung bereits im ersten Zentimeter der Schneedecke absorbiert werden. Zudem ist der Energieverlust der Schneedecke durch Ausstrahlung stark vom Relief abhängig. Offene Flächen verlieren mehr Energie als Flächen in Runsen oder von Graten umschlossenen Karen, da in diesen Fällen die Ausstrahlung an den umliegenden Hängen reflektiert wird (McCLUNG und SCHAERER 2006).

2 Kurzwellige Strahlung:

Die **Globalstrahlung** ist die Summe aus der **direkten Sonneneinstrahlung** und der **diffusen Sonneneinstrahlung**, die über Streuung an Wolken, Wasser- und Staubteilchen die Erdoberfläche erreicht. Die Globalstrahlung kann für hohen Energieeintrag in die Schneedecke verantwortlich zeichnen, wodurch Schmelzprozesse beschleunigt werden, der Wassergehalt ansteigt und die Festigkeit abnimmt. Der Einfluss der Sonneneinstrahlung auf den Wassergehalt und die Härte des Schnees wurde unter anderem von IZUMI (1989) untersucht.

[13] Anm.: 1 W/m² entspricht 1 J/(s*m²)

Die Globalstrahlung ist ein entscheidender Faktor in der Auslösung von Nassschneelawinen. Sie ist abhängig von der Tages- und Jahreszeit, den Atmosphärenverhältnissen, von Exposition und Hangneigung sowie vom Relief:

– **Tageszeit:** Die Sonneneinstrahlung ist um die Mittagszeit, zur Zeit des täglichen Sonnenhöchststandes, am größten, in der Nacht hingegen praktisch Null.

– **Jahreszeit:** Die Sonneneinstrahlung ist zur Wintersonnenwende am geringsten, zur Sommersonnenwende am größten.

– **Atmosphärenverhältnisse:** Die Atmosphärenverhältnisse (Wolken, Aerosolpartikel etc.) bestimmen den Anteil der direkten Sonneneinstrahlung, der bis zur Erdoberfläche dringt sowie den Anteil und die Streuung der Diffusstrahlung.

– **Exposition und Hangneigung:** Exposition und Hangneigung haben wesentlichen Einfluss auf den Strahlungseintrag in die Schneedecke. Hänge im rechten Winkel zum Sonnenstand erhalten den höchsten Strahlungseintrag.

– **Relief:** Kleinräumige Geländeformationen können die Auswirkungen der Strahlung auf die Schneedecke verstärken und die Schmelzprozesse punktuell beschleunigen. Beispielsweise erwärmt die Sonneneinstrahlung dunkle Felsen (geringe Albedo) unter einer dünnen Schneedecke stärker. Die Felsen wiederum erwärmen die darüber oder angrenzend befindliche Schneedecke und beschleunigen dadurch die Schmelzmetamorphose, was zu punktuellen Instabilitäten führen kann.

Die genannten Faktoren bewirken beispielsweise, dass ein Südhang mit einer Hangneigung von 30° im Dezember und Jänner fast die zweieinhalbfache Strahlung erhält wie eine horizontale Fläche oder dass Ende April sogar Nordhänge deutlich mehr Strahlung erhalten als gleich steile Südhänge im Hochwinter (LAND TIROL 2000). Diese Beispiele erklären den Einfluss der Hangneigung (siehe Kap. 2.8.1.1) und der Exposition zur Sonne (siehe Kap. 2.8.1.2) auf die Auslösung von Nassschneelawinen im Zusammenhang mit dem Strahlungseintrag.

Die auf eine Schneedecke auftreffende Strahlung wird zum Teil reflektiert (**Albedo**), zum Teil absorbiert. Die Albedo ist abhängig von Kornform und -größe, Wassergehalt und Verschmutzungsgrad der obersten Schneeschichten. Nasser Altschnee zeigt Albedo-Werte zwischen 50 und 80 %, trockener Neuschnee hingegen zwischen 90 und 95 %. Ist also die Schneeoberfläche feucht, erhält sie deutlich mehr Energieeintrag (ARMSTRONG und IVES 1976, BRUN 1989, LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Der absorbierte Anteil der Sonnenstrahlung dringt in die Schneedecke ein. Die Strahlungsintensität nimmt exponentiell mit der Tiefe ab, womit der weitaus größte Anteil in den obersten Zentimetern absorbiert wird. Die **Eindringtiefe** ist abhängig von der Korngröße und der Dichte: Je größer die Körner und je höher die Dichte, desto größer ist auch die Eindringtiefe. Für nassen grobkörnigen Schnee ist die Eindringtiefe am größten. Jene Tiefe, in der nur noch 10 % der Sonnenstrahlung ankommen, liegt bei etwas über 10 cm (vgl. bei Neuschnee: 2 bis 4 cm) (LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Anhand der Tatsache, dass Nassschnee, verglichen mit trockenem Schnee, einen größeren Anteil der Sonnenstrahlung absorbiert und dieser noch dazu eine größere Eindringtiefe aufweist, wird der große Einfluss der Sonnenstrahlung auf nassen Schnee deutlich. Der hohe Energieeintrag führt zur Beschleunigung der Prozesse der Schmelzmetamorphose und kann eine nass gewordene Schneedecke rasch destabilisieren (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Für die Stabilität einer Schneedecke ist die **Strahlungsbilanz** entscheidend, also das Saldo aus kurzwelliger Einstrahlung und langwelliger Ausstrahlung. Beispielsweise ist der Energieeintrag und somit die Gefahr von Nassschneelawinen bei dünnem Nebel oder einer dünnen niederen Wolkendecke außerordentlich groß, da die kurzwellige Sonnenstrahlung den Nebel durchdringen kann, die langwellige Ausstrahlung jedoch nicht, wodurch sie reflektiert wird und somit beide Strahlungskomponenten einen Energieeintrag in die Schneedecke bedeuten (vgl. Treibhauseffekt). Der **Bewölkungsgrad** und die Art der Wolken sind somit entscheidend für die Strahlungsbilanz. In der Praxis wird meist nur die kurzwellige Strahlungskomponente (Globalstrahlung) mit **Pyranometern** erfasst (McCLUNG 2002, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Ähnlich wie bei Lufttemperaturen über 0℃ (vgl. Kap . 2.8.2.1) ist ein hoher Strahlungseintrag nicht automatisch mit einer hohen Nassschneelawinenaktivität gleichzusetzen. Es ist in jedem Fall auch die Schneetemperatur in Betracht zu ziehen. Erst wenn die Schneetemperatur 0℃ erreicht hat, wird Strahlungsenergie für Schmelzprozesse verwendet und die Gefahr von Nassschneelawinenabgängen steigt an (ARMSTRONG und IVES 1976). Nachfolgend ist der Einfluss der Strahlung zusammengefasst:

– Für die mittel- und **langfristige Stabilität** der Schneedecke (Schneemetamorphose, Bildung von Schwachschichten etc.) ist die Strahlungsbilanz entscheidend. Je nach vorherrschender Topografie, Atmosphärenbedingungen, Tages- und Jahreszeit überwiegt der Energieeintrag den Energieverlust der Schneedecke oder umgekehrt (McCLUNG und SCHAERER 2006).

– Die **momentane Stabilität** einer Nassschneedecke an sonnenbeschienenen Hängen während des Tages wird hauptsächlich durch die energieintensive kurzwellige Sonneneinstrahlung beeinflusst.

– Der **Spezialfall** der Auslösung von Nassschneelawinen kurz nach Sonnenuntergang (siehe Punkt 4, Kap. 2.5.9) kann über den Energieverlust infolge der langwelligen Ausstrahlung und dem Wegfall der kurzwelligen Einstrahlung nach Sonnenuntergang erklärt werden, was zum Gefrieren der Schneeoberfläche führt.

Die **Energiebilanz** an der Schneeoberfläche wird dominiert von der Strahlungsbilanz, beinhaltet aber auch noch weitere Faktoren (LAND TIROL 2000, TRAUTMAN 2008):

Formel 2.6: Energiebilanz der Schneedecke

$$EB = R + SF + LF + AF + G$$

EB *Energiebilanz (energy balance)*
R *Strahlungsbilanz (radiation)*
SF *fühlbare Wärmeenergie (sensible heat flux)*
LF *latente Wärmeenergie (latent heat flux)*
AF *Massenaustausch (advective heat flux, mass transfer)*
G *Bodenwärme (ground heat flux)*

Der **fühlbare Wärmefluss** bezeichnet jenen Wärmefluss, der in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten zwischen der Schneeoberfläche und der Luft vom wärmeren zum kälteren Medium stattfindet. Der fühlbare Wärmeaustausch wird insbesonders durch Wind verstärkt, Extremwerte werden bei Föhnwetterlagen erreicht.

Latenter Wärmefluss (Dampfaustausch) findet bei Phasenübergängen zwischen fest, flüssig und gasförmig statt. Bei der Kondensation bzw. Sublimation von Wasserdampf an der Schneeoberfläche (bei Luftmassen, die wärmer sind als die Schneeoberfläche) wird die frei werdende Wärmeenergie der Schneedecke zugeführt. Trockene Luftmassen wiederum führen zur Verdunstung an der Schneeoberfläche, wodurch der Schneedecke Wärmeenergie entzogen wird (vgl. Kap. 2.8.2.2).

Der **advektive Wärmefluss** oder **Massenaustausch** bezeichnet den Energietransfer in die Schneedecke durch Niederschlag. Der Kälteinhalt einer Schneedecke wird durch die Temperatur des gefallenen Neuschnees bzw. des Regens beeinflusst.

Der vergleichsweise geringe Energieeintrag durch die **Bodenwärme** (siehe Kap. 2.8.2.6) erfolgt in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten zwischen der Schneedecke und dem Boden.

2.8.2.4 Niederschlag

Für die Wahrscheinlichkeit der Auslösung einer Nassschneelawine ist die Menge, Intensität und vor allem die Form (**Regen** oder **Schnee**) des Niederschlags ausschlaggebend. Fällt der Niederschlag als Regen auf die Schneedecke, kommt es zum direkten Eintrag flüssigen Wassers in die Schneedecke und zu einer deutlichen Erhöhung der Gefahr von Nassschneelawinenabgängen. Niederschlag in fester Form hat sofortigen oder zeitverzögerten Einfluss auf die Lawinengefahr. Da es nach dem Niederschlagsereignis zu Sonneneinstrahlung oder Erwärmung und damit der Bildung von flüssigem Wasser im gefallenen Neuschnee kommen kann, kann auch Niederschlag in fester Form zum Abgang von Nassschneelawinen führen. Zudem kann Niederschlag auch in gemischter Form (**Schneeregen**) mit unterschiedlichem Flüssigwassergehalt auftreten.

1 Niederschlag in fester Form (Schnee auf Schnee):

Die Menge des gefallenen Neuschnees ist ein nicht unbedeutender Faktor, denn je größer die **Neuschneehöhe**, desto größer wird die Auflast auf jede einzelne Schwachschicht innerhalb der Schneedecke. Wird die Scherfestigkeit einer Schwachschicht durch zusätzliche Auflast überschritten, kommt es zur Auslösung einer Schneebrettlawine. Beinhaltet die Altschneedecke flüssiges Wasser, handelt es sich um ein nasses Schneebrett. Somit besitzt die lokale Neuschneehöhe, unter Beachtung der Schneeverfrachtung durch den Wind, großen Einfluss auf die (Nassschnee)-Lawinengefahr.

Die Neuschneehöhe wird manuell oder automatisch gemessen (in cm). Ebenso die **Niederschlagshöhe** (in mm flüssiger Niederschlag), die direkte Aussagen über die Größe der zusätzlichen Auflast infolge des gefallenen Neuschnees zulässt (McCLUNG und SCHAERER 2006). Im Normalfall sind beide Größen (Neuschneehöhe in cm und Niederschlagshöhe in mm) in Betracht zu ziehen, da damit auch Rückschlüsse auf die Dichte des Neuschnees gezogen werden können.

Neben der Menge des gefallenen Neuschnees ist auch die **Intensität** (cm Neuschnee/h bzw. mm Wasseräquivalent/h) entscheidend. Überschreitet die Intensität einen kritischen Wert (McCLUNG und SCHAERER (2006) nennen 2,5 cm/h bzw. 2,5 mm/h), so ist der Zuwachs der Auflast je Zeiteinheit größer als die Zunahme der Festigkeit je Zeiteinheit infolge Setzung, was zu Instabilität führt.

Die Stabilität der Schneedecke nach einem Neuschneeereignis ist auch von der **Kristallform** der Neuschneepartikel abhängig. Die Kristallform bestimmt die **Dichte** des Neuschnees und diese wiederum hat entscheidenden Einfluss auf den Lawinentyp. Neu-

schnee mit geringer Dichte und geringer Kohäsion birgt die Gefahr von Lockerschneelawinen. Eine Neuschneeschicht mit hoher Dichte (z. B. nasser Schnee und/oder windbeeinflusst) über einer Schwachschicht (geringe Dichte, Oberflächenreif etc.) erhöht das Risiko von Schneebrettlawinen. Nasser Neuschnee oder auch Graupel kann eine Dichte von über 200 kg/m³ haben (vgl.: die durchschnittliche Neuschneedichte bei trockenem Schnee beträgt etwa 100 kg/m³) (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die Wahrscheinlichkeit der Auslösung einer Lawine ist umso geringer, je besser die **Bindung des Neuschnees** mit der Altschneedecke ist. Die Bindungseigenschaften werden im Wesentlichen bestimmt durch zwei Faktoren (McCLUNG und SCHAERER 2006):

– Die **Beschaffenheit der Schneeoberfläche:** Hohe Oberflächenrauigkeit infolge Wind- und/oder Sonneneinflusses (z. B. Zastrugis) wirkt sich positiv auf die Bindung frischen Neuschnees aus, wogegen glatte Schneeoberflächen (z. B. Schmelz- oder Windharschdeckel) eine Bindung des Neuschnees mit der Altschneedecke erschweren.

– Die **Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften** zwischen Neuschnee und Altschneedecke: Relativ hohe Schneetemperaturen (nahe 0℃) in Neuschnee und Schneeoberfläche begünstigen die Bindung, große Temperaturunterschiede verschlechtern die Bindung. Gleiches gilt für die Kornform: Ähnliche Kornformen führen im Normalfall zu guter Bindung, unterschiedliche Kornformen zu schlechter Bindung.

Generell ist bei warmen, weichen und/oder rauen Schneeoberflächen eine gute Bindung des fallenden Neuschnees und bei kalten, harten oder glatten Oberflächen eine schlechte Bindung zu erwarten. Schneeoberflächen, die eine schlechte Bindung erwarten lassen und in den meisten Fällen später als Schwachschicht in der Schneedecke in Erscheinung treten, sind vor allem Oberflächenreif, kantige Kristalle sowie Schmelz- und Windharschdeckel (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die **Setzung** des Neuschnees ist mitverantwortlich für den zeitlichen Verlauf der Stabilität der Schneedecke. Setzung impliziert eine Zunahme der Dichte und eine Erhöhung der Stabilität. Die **Setzungsrate** (Verringerung der Schneehöhe je Zeiteinheit) ist abhängig von der Temperatur, der Ausgangsdichte sowie der Kornform und -größe des Neuschnees. Die höchste Setzungsrate besitzt Neuschnee mit geringer Dichte bei warmen Temperaturen. Bei geringer Setzungsrate (bei geringen Temperaturen) bleiben Instabilitäten über lange Zeit erhalten. McCLUNG und SCHAERER (2006) bezeichnen eine Setzungsrate des Neuschnees von zumindest 15 % in den ersten 24 Stunden als

Voraussetzung für eine effektive Stabilitätszunahme. Setzung infolge von Schmelzvorgängen kann jedoch, aufgrund des zunehmenden Einflusses flüssigen Wassers, auch den umgekehrten Effekt der Destabilisierung haben (McCLUNG und SCHAERER 2006).

2 Niederschlag in flüssiger Form (Regen auf Schnee):

Regen wirkt sich so gut wie immer negativ auf die Schneedeckenstabilität aus. Regen fördert den Abgang sämtlicher Lawinenarten, seien dies Lockerschnee-, Schneebrett- oder Gleitschneelawinen (LWD TIROL 2009b). Flüssiger Niederschlag ist vor allem in maritimen Klimaten häufig der entscheidende Einflussfaktor für die Auslösung von Nassschneelawinen (McCLUNG und SCHAERER 2006), in kontinentalen und Übergangsklimaten spielt Regen (abhängig von der Höhenlage) meist erst im Frühjahr eine Rolle. Die meiste Forschung in kontinentalen und Übergangsklimaten konzentrierte sich daher bisher auf Regenereignisse im Frühjahr. Regen auf Schnee in alpinen Schneedecken unterhalb der Waldgrenze (auch im Hochwinter) ist derzeit noch wenig erforscht.

Rain-on-Snow-Events bedingen einen direkten und plötzlichen Eintrag flüssigen Wassers in eine Schneedecke, wodurch sämtliche Prozesse der Schmelzmetamorphose (siehe Kap. 2.2) gestartet bzw. beschleunigt werden. Die Wasserinfiltration findet äußerst unregelmäßig statt (siehe Kap. 2.4). Stauhorizonte oder kapillare Barrieren können wassergesättigte Schichten innerhalb der Schneedecke bewirken, die als Schwachschicht fungieren und eine mögliche Gleitfläche für Nassschneelawinen darstellen. Der Einfluss flüssigen Wassers in der Schneedecke, die Prozesse bei Wasserinfiltration und Schmelzmetamorphose sowie die Auswirkungen auf die Nassschneelawinengefahr wurden in den vorangegangenen Kapiteln detailliert behandelt.

Bereits geringe Mengen flüssigen Niederschlags erhöhen die Gefahr eines (Nassschnee)-Lawinenabgangs, mitunter noch bevor das flüssige Wasser die Schwachschicht erreicht hat (SIMENHOIS und BIRKELAND 2008). Fällt Regen auf eine trockene Schneedecke, kann es mitunter bereits durch die zusätzliche Auflast zur Auslösung einer gemischten Schneebrettlawine kommen (vgl. Auslöse-Mechanismus Typ 1 in Kap. 2.5.3) (McCLUNG und SCHAERER 2006), wenngleich zumeist andere Mechanismen derartige unmittelbare Auslösungen bedingen (siehe Kap. 2.5.9, Punkt 1) (CONWAY und RAYMOND 1993). Länger anhaltender Regen kann große Nassschneelawinen auslösen. Erst nachdem die Schneedecke isotherm, vollständig umgewandelt und durchfeuchtet ist, sind die ursprünglichen Schwachschichten abgebaut und die Schneedecke kehrt zu stabilen Verhältnissen zurück (siehe Kap. 2.5.9, Punkt 3). Dieser Zustand ist typisch für Altschneedecken am Ende der Wintersaison (TECHEL 2010b). Zumeist folgt die Nassschneelawinenaktivität bei Regen einem gewissen Schema (siehe **Nassschneelawinenzyklus**, Kap. 2.5.9).

Regen ist somit ein besonders wichtiger Einflussfaktor für die Auslösung von Nassschneelawinen. Zusätzlich zur **Niederschlagssumme** (in mm), ist auch die **Niederschlagsintensität** (in mm/h) entscheidend für die Nassschneelawinenaktivität. Höhere Intensitäten führen zu höheren Infiltrationsgeschwindigkeiten, wodurch der Schneedecke weniger Zeit für Anpassungsvorgänge (Metamorphose, Kriechen etc.) bleibt (siehe Kap. 2.4.2). Große Regenmengen und -intensitäten bedingen aufgrund der größeren Menge flüssigen Wassers eine deutlich höhere Infiltrationsgeschwindigkeit als es beim reinen Schmelzen (ohne Regen) der Fall ist (SINGH et al. 1997).

Regen auf (Neu-)Schnee führt zu hohen **Setzungsraten** und einer starken Zunahme der Dichte (siehe Kap. 2.1.2). MARSHALL et al. (1999) fanden in Versuchen heraus, dass das Aufbringen von flüssigem Wasser auf trockenen Neuschnee (entspricht dem Beginn eines Regenereignisses bzw. dem Übergang von Schneefall in Regen) in den ersten Minuten eine 1.000-fach höhere Setzungsrate als in trockenem Schnee bewirkt. Die Setzungsrate nimmt in weiterer Folge rasch ab, ist jedoch selbst 1,5 Stunden nach dem Einbringen flüssigen Wassers in der durchfeuchteten Schneedecke[14] noch 200-mal so groß wie in trockenem Schnee gleicher Dichte. Die Setzungsrate bzw. Zunahme der Dichte nimmt, ebenso wie in trockenem Schnee, mit zunehmender Dichte ab. Der sprunghafte Anstieg der Setzungsrate bei einsetzendem Regen ist ein Resultat der Prozesse der Schmelzmetamorphose (siehe Kap 2.2).

Fällt Regen auf eine Schneedecke mit einer Temperatur unter 0℃, so gefriert ein Teil des flüssigen Wassers, wobei Wärme frei und der Schneedecke zugeführt wird. Der Gefrierprozess findet so lange statt, bis die Schneetemperatur 0℃ erreicht hat. Ist dies der Fall infiltriert das Wasser tiefer in die Schneedecke. Bei einer Schneetemperatur von 0℃ kann der Regen einen Teil des Schnees schmelzen. Die Menge ist allerdings relativ gering, da für das **Schmelzen von Eis** sehr große Energiemengen notwendig sind (336 J/g). Die durch Regen zum Schmelzen gebrachte Schneemenge ist abhängig von der Regenmenge und der Temperatur des Regens (siehe Formel 2.7) (SLF 2000).

Formel 2.7: Faustformel: durch Regen zum Schmelzen gebrachte Schneemenge (nach SLF 2000)

$$H_{\mathrm{S,Schmelz}} = \frac{T_R}{80} * R_{sum}$$

$H_{S,Schmelz}$ durch Regen zum Schmelzen gebrachte Schneemenge (in mm Wasseräquivalent)
T_R Temperatur des Regens (in ℃)
R_{sum} Regenmenge (in mm)

[14] Versuche mit einem mittleren LWC_V von 14 %

2.8.2.5 Windgeschwindigkeit und -richtung

Windgeschwindigkeit (Mittelwert und Böe) und Windrichtung haben nur selten direkten Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen, sind jedoch entscheidende Faktoren für die räumliche Verteilung des Schnees. Windgeschwindigkeit und -richtung bestimmen zusammen mit dem Niederschlag die Menge des für einen möglichen (Nassschnee-)Lawinenabgang zur Verfügung stehenden Schnees im jeweiligen Einzugsgebiet und somit Größe und Häufigkeit der Lawinenabgänge.

Je nach Zustand der Schneeoberfläche kann Schneeverfrachtung bereits ab einer **Windgeschwindigkeit** von 4 m/s auftreten (LAND TIROL 2000, LWD TIROL 2009a). Die Schneeverfrachtung wächst mit der dritten Potenz der Windgeschwindigkeit. Doppelte Windgeschwindigkeit ergibt somit bereits die achtfache Menge an verfrachtetem Schnee (LWD TIROL 2009a). Die höchsten Verfrachtungsraten treten bei Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 25 m/s auf, darüber wird der noch erodierbare Schnee oftmals vollständig aus den Startzonen ausgeblasen und über weite Strecken transportiert bzw. teilweise sublimiert. Tatsächlich sind Verfrachtungsbeginn und Verfrachtungsraten jedoch sehr stark abhängig von der Oberflächenbeschaffenheit der Schneedecke und können somit nicht allein über die Windgeschwindigkeit definiert werden (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die **Windrichtung** bestimmt die Ablagerungsbereiche des transportierten Schnees im Lee von Bergrücken, Graten, Bäumen etc. und somit jene Hänge bzw. Expositionen mit erhöhter Neigung für Schneebrettlawinen. Die lokale Windrichtung ist von der durch großräumige Luftdruckunterschiede verursachten übergeordneten Windströmung sowie von den lokalen Reliefverhältnissen abhängig (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die Schneeverfrachtung durch den Wind schafft in Ablagerungsbereichen Schneedeckenbedingungen (dichter, kohäsiver Schnee), die den Abgang von Schneebrettlawinen begünstigen. Zudem können windbeeinflusste, kompakte Schneeschichten mit dicht gelagerten runden Körnern bei der Wasserinfiltration mitunter Barrieren darstellen und zu einer Verringerung der Infiltrationsgeschwindigkeit führen.

Warmer Wind (**Föhn**) kann aufgrund der hohen Temperaturen der transportierten Luftmassen zu einer Erwärmung der Schneedecke in mittleren und tiefen Lagen führen. Kalter Wind kann hingegen eine Kühlung der Schneeoberfläche bewirken. Dieser sogenannte **Windchill-Effekt** ist insbesondere an Sonnenhängen bei starker Einstrahlung zu beobachten. Die Einstrahlung führt bei Windstille zu einer Erwärmung der Schneeoberfläche und in weiterer Folge zum Schmelzen. Bei denselben Bedingungen, aber unter Windeinfluss, erwärmt sich die Schneedecke deutlich langsamer, wodurch der Übergang zu nassem Schnee verzögert wird.

2.8.2.6 Bodenwärme

Der Bodenwärmestrom ist abseits geothermisch aktiver Bereiche im Vergleich zur Sonneneinstrahlung gering. Die Energiezufuhr durch Bodenwärme in die Schneedecke beträgt nur etwa 3 % der maximalen Sonneneinstrahlung. Da eine ausreichend dicke Schneedecke ausgezeichnete Wärmedämmeigenschaften aufweist, bewirkt der Bodenwärmestrom trotzdem in vielen Fällen (Mittelgebirgslagen bzw. Südexpositionen), dass die Bodentemperatur 0℃ erreicht, auch wenn sie zum Zeitpunkt des Einschneiens deutlich tiefer lag. Diese Tatsache kann bei niedriger Lufttemperatur einen großen Temperaturgradienten innerhalb der Schneedecke verursachen, der wiederum für die aufbauende Metamorphose und somit das Entstehen von Schwachschichten verantwortlich ist (LAND TIROL 2000).

Die Bodenwärme besitzt somit, über den Einfluss auf die Schneedeckeneigenschaften, auch **indirekten** Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit der Auslösung von Nassschneelawinen. In einigen Fällen kann die Bodenwärme auch **direkten** Einfluss haben, indem sie Prozesse begünstigt, die zum Abgang von Nassschneelawinen führen. Dies ist beispielsweise der Fall, wenn es im Frühjahr, Sommer oder Frühherbst zu Neuschneefällen auf apere Hänge mit hoher Bodentemperatur kommt. Die Bodenwärme kann in diesem Fall Schmelzprozesse in der Schneedecke hervorrufen und flüssiges Wasser zur Verfügung stellen. Des Weiteren kann die Bodenwärme das basale Schneegleiten und somit den Abgang von Gleitschneelawinen begünstigen (siehe Kap. 2.3.3 und 2.5.4).

2.8.3 Nivologische Einflussfaktoren

2.8.3.1 Schneehöhe

Für die Auslösung von Lawinen ist eine Mindestschneehöhe erforderlich. Diese ist lokal unterschiedlich und von den Bodenrauigkeiten und der Hangneigung abhängig. Solange die Schneehöhe die Erhebung der Unebenheiten von der Bodenoberfläche nicht überragt, ist ein Lawinenabgang aufgrund der großen Rauigkeit unwahrscheinlich. Von Relevanz ist auch die räumliche Verteilung der Schneehöhe (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Im Gegensatz zu Trockenschneelawinen ist eine Zunahme der Schneehöhe (Neuschnee) kein eindeutiges Indiz für eine zunehmende Gefahr von Nassschneelawinen. Im Gegenteil, Nassschneelawinen werden meist bei Abnahme der Schneehöhe (Setzung infolge des Einflusses flüssigen Wassers) beobachtet. Neuschnee wird nur selten vor dem Abgang einer Nassschneelawine verzeichnet (VAN HERWIJNEN et al. 2010). Zudem ist die Schneehöhe stark vom jeweiligen Winterverlauf abhängig und der Absolutwert der Schneehöhe zur Beurteilung der Nassschneelawinengefahr kaum heranziehbar.

2.8.3.2 Schneetemperatur

Flüssiges Wasser, also die Grundvoraussetzung für Nassschneelawinen, kann nur in jenen Bereichen der Schneedecke vorhanden sein, in denen die Schneetemperatur 0℃ beträgt. Somit ist die Schneetemperatur bzw. das Temperaturprofil ein guter Indikator für das Verifizieren von Nassschneebedingungen in den einzelnen Schneeschichten. **Isothermie** (Schneetemperatur von 0℃) zeugt in vielen Fällen (außer wenn die Isothermie gerade erst entstanden ist) von einer durchnässten Schneedecke, eine Auslösung von Nassschneelawinen ist möglich.

Da Schneetemperaturen von 0℃ Grundvoraussetzung fü r die Entstehung von Nassschneebedingungen sind, ist die kontinuierliche Messung der Schneetemperatur für die Prognose der Nassschneelawinenaktivität unverzichtbar (ARMSTRONG und IVES 1976). Hohe Lufttemperaturen oder hoher Strahlungseintrag haben keinen Einfluss auf die Abgangsbereitschaft von Nassschneelawinen, solange die Schneetemperatur unter 0℃ liegt. ARMSTRONG und IVES (1976) stellten in ihren Untersuchungen fest, dass die Schneetemperatur der gesamten Schneedecke zwischen -2,0 und 0,0℃ liegen muss, ehe Nassschneelawinen bei entsprechenden Witterungsbedingungen zu erwarten sind.

Ein wichtiger Parameter in der Prognose von Nassschneelawinen scheint somit die Isothermie der Schneedecke zu sein. Ist die Schneedecke zu einem großen Anteil isotherm, können Lufttemperaturen über 0℃ oder starke Einstr ahlung rasch zu Nassschneelawinenaktivität führen. Die Ermittlung des Isothermieanteiles kann über eine **automatische Schneetemperaturmessung** in unterschiedlicher Tiefe der Schneedecke erfolgen. Hierbei muss bei der konstruktiven Ausgestaltung des Messgerätes jedoch verhindert werden, dass Schmelzwasser entlang des Messgerätes von oben nach unten fließt und die Sensoren benetzt, wodurch die Messung verfälscht werden würde (WIESINGER 1989).

Zudem ist bei der Messung der Schneetemperatur zu beachten, dass die Schneetemperatur räumlich stark variiert und insbesondere von Höhenlage und Exposition abhängig ist. Die Bestimmung isothermer Schneebedingungen sollte daher stets im unmittelbaren Anbruchsgebiet einer möglichen Nassschneelawine erfolgen. Die automatische Schneetemperaturmessung wird allerdings in der Praxis üblicherweise im Flachfeld durchgeführt, da im Steilgelände die hangabwärts gerichtete Komponente des Schneedrucks in vielen Fällen sehr bald zur Beschädigung des Messgerätes führt. Beispielsweise ist jedoch eine alleinige Messung der Schneetemperatur im Flachfeld oftmals unzureichend für die Prognose von Nassschneelawinen an Sonnenhängen.

2.8.3.3 Wassergehalt und Wasserinfiltration

Das Vorhandensein flüssigen Wassers in der Schneedecke bzw. in Teilen der Schneedecke ist Grundvoraussetzung für die Auslösung einer Nassschneelawine (siehe Definition Nassschneelawine, Kap. 1.3.3.1).

Die Größe sowie die zeitliche und räumliche Verteilung des Wassergehaltes in der Schneedecke sind wichtige Parameter für die Abgangswahrscheinlichkeit einer Nassschneelawine und die Kenntnis hierüber somit entscheidend für die Nassschneelawinen-Prognose (TECHEL und PIELMEIER 2011). Dabei ist vor allem die unregelmäßige Wasserinfiltration in die Schneedecke (siehe Kap 2.4.2), die lokale Eindringtiefe der Feuchtigkeitsfront und besonders der Wassergehalt in potentiellen Schwachschichten in Zusammenhang mit Kornform und -größe zu beachten.

Der Wassergehalt und die Infiltrationsmuster flüssigen Wassers als entscheidende Einflussfaktoren für die Stabilität von feuchten und nassen Schneedecken wurden bereits in den vorangegangenen Kapiteln ausführlich behandelt.

2.8.3.4 Schneedeckenaufbau

Es gilt heute als erwiesen, dass der Schneedeckenaufbau wesentlichen Einfluss auf die Auslösung von (Nassschnee-)Lawinen hat und in jedem Prognosemodell zusätzlich zu den meteorologischen Bedingungen berücksichtigt werden sollte. „Das Wetter spielt eine wichtige Rolle, jedoch nicht die entscheidende“ (SCHWEIZER und FÖHN 1994, 308).

Der Schneedeckenaufbau ist hauptverantwortlich für die Stabilität der Schneedecke und hat somit großen Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit der Auslösung von Lawinen. Besondere Relevanz bei der Stabilitätsanalyse der Schneedecke liegt im Ermitteln der Härte der einzelnen Schneeschichten (z. B. Eindringwiderstand beim Rammprofil, Handhärte etc.), in der Untersuchung der Schneeschichten in Bezug auf Kornform und -größe sowie im Auffinden und der Bestimmung der Festigkeit von Schwachschichten (siehe Kap. 2.11).

Potentiell versagensfähige Schichten in der Schneedecke, sogenannte **Schwachschichten**, fungieren im Falle der Auslösung einer Lawine als Gleitfläche. Schwachschichten weisen üblicherweise eine Dicke zwischen 1 und 100 mm auf. Deren Identifizierung, Lokalisierung und Festigkeitsüberprüfung ist eine wichtige Voraussetzung für die (Nassschnee-)Lawinenprognose. Die Festigkeit von Schwachschichten ist, verglichen mit anderen Schneeschichten, von vornherein gering. Unter dem Einfluss flüssigen Wassers kommt es zumeist zu einer weiteren Verringerung der Festigkeit (McCLUNG und SCHAERER 2006). Das

Auffinden von Schwachschichten ist das Hauptziel der Stabilitätstests (siehe Kap. 2.12) und ein wichtiges Element bei der Untersuchung des Schneedeckenaufbaus (siehe Kap. 2.11).

Im Folgenden werden die unterschiedlichen **Typen von Schwachschichten** vorgestellt. Der Einfluss flüssigen Wassers auf die Schneedecke wurde in den vorangegangenen Kapiteln bereits ausführlich erörtert. Die konkreten Auswirkungen flüssigen Wassers auf die einzelnen Typen von Schwachschichten werden im Folgenden angeführt:

Typ 1 Schichten mit **geringer Härte** und **geringer Dichte**:

Generell nimmt die Festigkeit mit zunehmender Härte und auch mit zunehmender Dichte zu, wobei die Härte der aussagekräftigere Indikator ist. Geringe Härte ist somit ein Anzeichen für Instabilität. Ein großer Unterschied zwischen der Härte der Schwachschicht und der Härte der darüber befindlichen Schicht begünstigt die Formation von Schneebrettlawinen (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die Handhärte wird standardmäßig für jede Schicht eines Schneeprofils aufgenommen. Die Rammhärte kann mittels Rammsonden ermittelt und als Rammprofil dargestellt werden (siehe Kap. 2.11). Die Dichte jeder Schicht wird durch Wägung eines definierten Volumens (Schneezylinder) mittels Federwaage ermittelt (siehe Kap. 2.11). Die Kenntnis der Dichte ist zudem für die Berechnung der Schneeauflast auf eine Schwachschicht von Bedeutung.

Bei beginnender Durchfeuchtung einer Schneeschicht ändert sich deren Härte. Die Härte von Schneeschichten bestehend aus kantigen Kristallformen oder Schmelzformen nimmt bereits bei geringem Wassergehalt ($LWC_V < 3$ %) deutlich ab, bei Neuschnee oder runden Kristallformen hingegen geringfügig zu. Bei höheren Wassergehalten nimmt die Härte generell ab, wodurch es zu einer Entfestigung und somit einem weiteren Stabilitätsverlust der Schwachschicht kommt (siehe Kap. 2.1.5) (TECHEL 2010b).

Typ 2 **Eingeschneiter Oberflächenreif** bzw. Schichten mit fortgeschrittener **aufbauender Metamorphose**:

Eingeschneiter Oberflächenreif (entstanden durch ausstrahlungsbedingte Rekristallisierung an der Schneeoberfläche) besitzt aufgrund seiner fragilen Kristallstruktur sehr geringe Festigkeit. Die Bindung zu den darunter und darüber liegenden Schichten ist ebenfalls äußerst gering. Das Vorhandensein von Oberflächenreif innerhalb der Schneedecke ist ein gewichtiger Indikator für Instabilität.

Aufbauende Metamorphose in der Schneedecke führt zu kantigen Kristallen (im Endstadium sogenannte Becherkristalle) mit geringer Kohäsion untereinander. Sie kann nur bei großen Temperaturgradienten innerhalb der Schneedecke stattfinden. Diese Voraussetzung ist bei entsprechender Witterung vor allem direkt über der Bodenoberfläche oder unmittelbar über bzw. unter Harschdeckeln (vgl. Typ **4**) gegeben. Es entsteht Tiefenreif oder sogenannter Schwimmschnee, klassische Anzeichen für Instabilität (LAND TIROL 2000).

In Schichten bestehend aus Oberflächenreif oder kantigen Kornformen kommt es bereits bei beginnender Durchfeuchtung bzw. geringem Wassergehalt zu einer Entfestigung und somit zu einem weiteren Stabilitätsverlust (TECHEL 2010b).

Typ 3 Schichten mit **geringer Kohäsion** der Körner untereinander:

Die Kohäsion der Einzelkörner untereinander ist vor allem von Kornform, Korngröße und Bindungsstärke abhängig (siehe Kap. 2.5.1.1). Die höchste Festigkeit besitzt Schnee bestehend aus kleinen runden Körnern. Generell ist die Festigkeit bei derselben Kornform umso geringer, je größer die Korngröße ist (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Während Korngröße und Kornform unter Zuhilfenahme eines Vergrößerungsglases im Feld meist gut erkennbar sind, ist über die Bindungsstärke oft nur eine indirekte Aussage aufgrund der Kornform möglich: Kantige gestreckte Kristallformen wie Becherkristalle und Oberflächenreif (vgl. Typ 2), aber auch bestimmte Neuschneekristalle ohne Verästelungen (Nadeln, Plättchen, Säulen etc.) und Graupel besitzen tendenziell geringe kohäsive Eigenschaften. Mitunter kann die Bindungsstärke unter dem Vergrößerungsglas über den Erfolg des Versuchs einige aneinander gebundene Körner in ihre Einzelkörner zu zerlegen auch direkt abgeschätzt werden (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die Bindungsstärke erreicht hohe Werte in Kornaggregaten (z. B. Schmelzformen), jedoch ist in diesem Fall nicht nur die Bindung der Einzelkörner, sondern auch die Bindung der Kornaggregate untereinander ausschlaggebend. Die Bindungsstärke ist in hohem Maße vom Wassergehalt abhängig. Je größer der Wassergehalt, desto geringer ist die Kohäsion der Einzelkörner untereinander. Bei Wassersättigung ist die Kohäsion praktisch Null (siehe Kap. 2.5.1.1).

Typ 4 **Eisschichten** und **eingeschneite Wind- oder Schmelzharschdeckel**:

Eisschichten und eingeschneite Wind- oder Schmelzharschdeckel sind meist dünne, sehr harte Schichten. Sie sind oftmals nicht zu unterschätzende Instabilitätsfaktoren in der Schneedecke. Einerseits findet, bei entsprechenden Witterungsbedingungen, in den Bereichen unmittelbar unterhalb oder oberhalb solcher Schichten bevorzugt aufbauende Metamorphose statt (vgl. Typ 2). Andererseits stellt eine derartige Schicht eine markante Grenzfläche mit fallweise geringer Bindung zu den benachbarten Schichten dar (vgl. Typ 5), wodurch sie als Gleitfläche fungieren kann.

Eisschichten und eingeschneite Wind- oder Schmelzharschdeckel setzen der Infiltration flüssigen Wassers einen markanten (temporären) Widerstand entgegen und treten oft als **Stauhorizont** in Erscheinung (siehe Kap. 2.4.2). Über derartigen Stauhorizonten sammelt sich das flüssige Wasser und wird schichtparallel verteilt. Es entsteht eine wassergesättigte Schicht. Die Festigkeit wird in der gesättigten Schicht stark herabgesetzt, wodurch sie häufig als versagender Horizont bei der Auslösung von Nassschneelawinen in Erscheinung tritt (TECHEL 2010b).

Typ 5 Ausgeprägte **Grenzflächen**:

Grenzflächen zwischen zwei Schneeschichten können eine Instabilität in der Schneedecke darstellen, wenn die Schichten nur eine geringe Bindung miteinander aufweisen. Dies kann zwischen Alt- und Neuschnee (besonders bei Ausbildung eines Harschdeckels), oberhalb von Eisschichten (vgl. Typ 4), zwischen Schichten mit deutlich unterschiedlicher Kornform und/oder Korngröße etc. der Fall sein.

Insbesondere wenn eine feinkörnige Schneeschicht über einer grobkörnigen liegt, kann die Grenzfläche unter dem Einfluss flüssigen Wassers eine gefährliche Schwachschicht darstellen. An derartigen Schichtgrenzen kommt es nicht selten zur Ausbildung sogenannter **kapillarer Barrieren**, die eine Hauptursache für die Auslösung nasser Schneebrettlawinen darstellen (siehe Kap. 2.4.2) (PEITZSCH 2008, BAGGI und SCHWEIZER 2009, TECHEL 2010b).

Für die Stabilität einer Schwachschicht ist auch die **Auflast** ausschlaggebend (McCLUNG und SCHAERER 2006). Diese besteht einerseits aus der Masse der darüber befindlichen Schneeschichten und andererseits aus einer möglichen Zusatzbelastung (Wintersportler, natürlicher Trigger etc.). Die Auflast verändert das Kräfteverhältnis der Zugkraft F_Z zur

Reibungskraft F_R (siehe Kap. 2.5.1.2). Der Einfluss einer **Zusatzbelastung** ist vor allem bei Schwachschichten nahe der Schneeoberfläche entscheidend. Bei tief liegenden Schwachschichten ist die Krafteinwirkung durch eine Zusatzbelastung, verglichen mit der Schneeauflast, meist zu gering um eine Lawinenauslösung zu verursachen. Die Kenntnis der **Tiefe der Schwachschicht** ist auch von Bedeutung, ob und wann der Einfluss flüssigen Wassers relevant wird (vgl. Wasserinfiltration und Infiltrationsgeschwindigkeit, Kap. 2.4).

Die **räumliche Variation** des Schneedeckenaufbaus aufgrund Höhenlage, Exposition und Relief kann die Interpretation der Gesamtstabilität eines Hanges deutlich erschweren. Bei der Untersuchung der Schneedecke ist besonderes Augenmerk auf die Wahl der zu untersuchenden Stellen zu legen. Die Schneedecke sollte an der ungünstigsten Stelle beprobt werden und im Optimalfall an mehreren Stellen des Hanges (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Abschließend sei angemerkt, dass für die Auslösung, insbesondere von nassen Schneebrettlawinen, in vielen Fällen nicht ein einzelner Mechanismus, sondern eine **Kombination** mehrerer verantwortlich ist. BAGGI und SCHWEIZER (2009) beispielsweise sehen einen instabilen Schneedeckenaufbau in Kombination mit einer Erwärmung der Schneedecke und signifikanter Schmelzwasserproduktion als kritischen Zustand an. Zudem bestätigten ihre Untersuchungen die These, dass bei ausgeprägter Tiefenreifbildung zu Beginn des Winters mehr nasse Schneebrettlawinen im Frühjahr zu erwarten sind.

2.9 Räumliche und zeitliche Unterschiede der Nassschneelawinenaktivität

2.9.1 Klimatische Unterschiede

Der durchschnittliche Schneedeckenaufbau bzw. die durchschnittliche Lawinencharakteristik – im Sinne des langjährigen Mittels – variiert je nach Schneeklima. Im Folgenden werden die Schneeklimate hinsichtlich ihrer Eigenschaften, ihres geografischen Auftretens und dem Auftreten von Nassschneelawinen gegenübergestellt.

1 Maritime Klimate *(maritime climate)*

Maritime Klimate werden durch hohe Niederschlagsmengen und milde Wintertemperaturen charakterisiert. Die Schneehöhen können beachtliche Werte erreichen. Milde Luftmassen mit Regen bis in große Höhen können zu jeder Jahreszeit (auch im Hochwinter) eintreffen. Relativ hohe Temperaturen beschleunigen die abbauende Umwandlung des Schnees. Aufgrund großer Schneehöhen und Schneetemperaturen um

oder nur knapp unter 0℃ können die Prozesse der aufbauenden Metamorphose kaum stattfinden und Schwachschichten mit kantigen Kristallformen sind relativ selten (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Maritime Schneedecken weisen meist eine stark fluktuierende Stabilität mit großer Instabilität während bzw. kurz nach den meist intensiven Niederschlagsereignissen mit anschließender rascher Stabilitätszunahme auf. Lawinen lösen sich demnach in den meisten Fällen während oder unmittelbar nach dem Niederschlagsereignis, der Bruch erfolgt meist im gefallenen Neuschnee. Regen spielt ebenfalls eine gewichtige Rolle in der Auslösung von Lawinen. Aus all dem lässt sich folgern, dass die Lawinenaktivität hauptsächlich durch die herrschenden Wetterbedingungen bestimmt wird und die Interpretation meteorologischer Daten entscheidend für die Lawinenprognose ist (HENDRIKX et al. 2005, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Beispiele für maritime Schneeklimate sind die küstennahen Gebirgsregionen im Westen der USA und Kanada (Cascade Range, Coast Mountains etc.), große Teile der Gebirge in Neuseeland, Teile Japans sowie Schottland und West-Norwegen (HENDRIKX et al. 2005, McCLUNG und SCHAERER 2006, BARRACLOUGH et al. 2010).

Aufgrund milder Temperaturen und relativ häufig auftretender Regenereignisse auch im Hochwinter ist die relative Häufigkeit von Nassschneelawinenereignissen in maritimen Klimaten größer als in kontinentalen oder Übergangsklimaten. Die vorherrschenden meteorologischen Bedingungen führen dazu, dass das Auftreten von Nassschneelawinen nicht auf eine bestimmte Saison begrenzt, sondern während des gesamten Winters möglich ist (FLOYER und McCLUNG 2003, HENDRIKX et al. 2005, BARRACLOUGH et al. 2010).

Nassschneelawinen resultieren meist aus Neuschneefällen mit darauffolgendem Regen oder starker Sonneneinstrahlung und lösen sich als Oberlawinen mit Bruchfläche im Neuschnee. Nasse Lockerschneelawinen bei Regen auf zuvor abgelagerten Neuschnee stellen häufige Lawinensituationen in maritimen Klimaten dar (McCLUNG und SCHAERER 2006). Nasse Bodenlawinen sind aufgrund der meist stabilen Altschneedecke und der Abwesenheit von kantigen Schwachschichten selten und auf das späte Frühjahr beschränkt (HENDRIKX et al. 2005).

Die schnelle Restabilisierung der Schneedecke infolge der rasch ablaufenden abbauenden Metamorphose und die daraus resultierende homogene Beschaffenheit der Altschneedecke ermöglicht in maritimen Klimaten eine relativ gute Vorhersage der (Nassschnee-)Lawinenaktivität nur über meteorologische Daten ohne Berücksichtigung

des Schneedeckenaufbaus. HENDRIKX et al. (2005) beispielsweise konnten über die Parameter Windgeschwindigkeit, Niederschlag und Lufttemperatur die überwiegende Anzahl der Lawinenereignisse im untersuchten Gebiet mit maritimem Klima vorhersagen.

Modelle und Studien aus maritimen Klimaten können für die Datenauswertung in dieser Arbeit (Kap. 3) somit nur bedingt herangezogen werden, da sie meist nur meteorologische Daten miteinbeziehen ohne den Schneedeckenaufbau zu berücksichtigen.

2 Kontinentale Klimate *(continental climate)*

Kontinentale Klimate werden durch geringe Niederschlagsmengen und kalte Wintertemperaturen gekennzeichnet. Die Schneehöhen sind meist gering, infolge windbedingter Schneeverfrachtung jedoch kleinräumig sehr unterschiedlich mächtig. Regen spielt im Hochwinter keine Rolle, der gesamte Winterniederschlag fällt in Form von Schnee. Die kalten Temperaturen hemmen die abbauende Metamorphose und verlangsamen die Setzung von Neuschnee.

Die relativ geringe Schneemächtigkeit im Zusammenspiel mit der geringen Lufttemperatur bewirkt hohe Temperaturgradienten. Durch aufbauende Metamorphose entstehen mächtige Schwachschichten aus kantigen Kristallen (insbesondere Tiefenreif), die über lange Zeit, meist den gesamten Winter, erhalten bleiben. In vielen Fällen besteht nahezu die gesamte Schneedecke aus kantig umgewandelten Körnern. Aufgrund dieses Schneedeckenaufbaus, in Kombination mit einer hohen Schneeverfrachtungsrate und daraus resultierenden Triebschneeablagerungen, sind kontinentale Schneedecken meist instabil.

Lawinen treten entweder nach intensiven Neuschneefällen mit Bruchfläche im Neuschnee oder infolge einer Zusatzbelastung unterschiedlichster Art durch Versagen einer kantigkörnigen Schwachschicht in der Altschneedecke auf. Erster Fall ist auch in maritimen Klimaten häufig, zweiter eher selten.

Die Lawinenaktivität kann somit nicht allein über die meteorologischen Bedingungen während und nach einem Niederschlagsereignis erklärt werden, sondern ist auch maßgeblich vom Schneedeckenaufbau abhängig. Bei der Lawinenvorhersage ist demnach, neben den meteorologischen Bedingungen, der Aufbau der Schneedecke der zweite entscheidende Faktor. Modelle zur Lawinenprognose sollten daher in jedem Fall auch den Schneedeckenaufbau berücksichtigen, da dieser mitunter sogar den größeren Einfluss besitzen kann (SCHWEIZER und FÖHN 1994, McCLUNG und SCHAERER 2006). Somit sind Modelle und Studien aus kontinentalen Klimaten für die Datenauswertung in dieser

Arbeit (Kap. 3) besser geeignet als jene aus maritimen Klimaten, da sie meist neben den meteorologischen Daten auch den Schneedeckenaufbau miteinbeziehen.

Kontinentale Klimate liegen meist im Inneren der Kontinente oder im Windschatten hoher Gebirge. Beispiele für kontinentale Gebirgsketten sind die Rocky Mountains in Nord-Amerika oder der Pamir in Asien (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Aufgrund der kalten Wintertemperaturen ist die relative Häufigkeit von Nassschneelawinenereignissen in kontinentalen Klimaten kleiner als in maritimen oder Übergangsklimaten. Der Abgang von Nassschneelawinen ist für gewöhnlich auf das Frühjahr beschränkt (ARMSTRONG und IVES 1976), wo ansteigende Temperaturen und stärkere Einstrahlung die Schneedecke aufweichen und die noch vorhandenen Instabilitäten in Form von kantigkörnigen Schwachschichten bereits durch geringe Mengen flüssigen Wassers versagen (TECHEL 2010b). Oft werden Lawinenstriche durch große Grundlawinen vollständig entladen. Es kann also, im Unterschied zu maritimen Klimaten, in eine Trockenschnee- und eine Nassschneelawinensaison unterschieden werden. ARMSTRONG und IVES (1976) zeigten beispielsweise, dass der Beginn der Nassschneelawinensaison in ihrem Untersuchungsgebiet (San Juan Mountains, Colorado, USA) mit dem (erstmaligen) Anstieg der mittleren Tagestemperatur über 0℃ im Anbruchsgebiet einhergeht.

3 Übergangsklimate *(transitional climate, intermountain climate)*

Wie der Name bereits besagt, stehen Übergangklimate in ihren Eigenschaften zwischen maritimen und kontinentalen Klimaten. Die lokale Ausprägung hängt stark von den lokaltopografischen Verhältnissen ab. Einige Regionen weisen stärkere Ähnlichkeit mit maritimen, andere mit kontinentalen Verhältnissen auf. Das naheliegenste Beispiel für Übergangsklimate sind die Europäischen Alpen.

Der meteorologische Verlauf des Winters und somit der Schneedeckenaufbau können von Jahr zu Jahr stark variieren. Dadurch ist auch die Stabilität der Schneedecke großen Schwankungen unterworfen.

Die Häufigkeit von Nassschneelawinenereignissen ist regional und von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich. Das Maximum an Nassschneelawinenabgängen ist im Frühjahr zu beobachten, allerdings kann es in Folge von Warmlufteinbrüchen (je nach Höhenlage zum Teil auch mit Regen) auch im Hochwinter zum Abgang von Nassschneelawinen kommen. Im Normalfall kann jedoch in eine Trockenschnee- und eine Nassschneelawinensaison unterschieden werden (FLOYER und McCLUNG 2003).

Untersuchungen des SLF zeigten, dass die (Nassschnee-)Lawinenprognose in vielen Fällen deutlich besser wird, sobald zumindest ein Schneedeckenparameter miteinbezogen wird. Da die in dieser Arbeit verwendeten Daten (Kap. 3) einer Region mit Übergangsklima entstammen, sind Modelle und Studien aus Übergangsklimaten, die meteorologische Daten und Schneedeckenaufbau kombinieren, als Grundlage für die Datenauswertung am besten geeignet.

2.9.2 Historische Entwicklung und Trend der Nassschneelawinenaktivität

Der derzeit beobachtbare Trend einer **globalen Klimaerwärmung** führt auch in den Gebirgsregionen zu einem Anstieg der mittleren Lufttemperatur in allen Höhenlagen und zu regionalen Veränderungen in der Niederschlagscharakteristik. Derartige Klimaveränderungen haben relevanten Einfluss auf die winterliche Schneedecke hinsichtlich Schneehöhen, Dauer der Schneebedeckung, Zeitpunkt des Ausaperns, Schneedeckenaufbau, Schneetemperatur, Anzahl Rain-on-Snow-Events etc. Der Einfluss klimatischer Trends auf die Lawinenaktivität ist grundsätzlich nur schwer zu beurteilen, vor allem aufgrund fehlender langjähriger Daten bzw. stark wechselnder Aufzeichnungsqualität (LATERNSER und SCHNEEBELI 2002, VALT und CIANFARRA 2010, ZEIDLER und DOBESBERGER 2012).

In Hinblick auf das Auftreten von Nassschneelawinen wurde in den letzten Jahrzehnten in einigen Regionen eine zeitliche Verschiebung der Nassschneelawinensaison beobachtet. MARTIN et al. (2001) stellten beispielsweise fest, dass in den französischen Alpen die Anzahl der (Nassschnee-)Lawinen in den Monaten Mai und Juni rückläufig ist. Dies ist auf ein früheres Ausapern zurückzuführen. Hingegen ist ein Anstieg der Anzahl an Nassschneelawinen in den übrigen Wintermonaten zu beobachten.

MARTIN et al. (2001) konnten zudem einen ansteigenden Trend in der **relativen Häufigkeit von Nassschneelawinen** an der Gesamtanzahl aller Lawinen eines Winters feststellen. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen auch VALT und CIANFARRA (2010) für den italienischen Alpenraum. Die Lawinenanzahl im Hochwinter ist hingegen tendenziell leicht rückläufig. Es ist somit davon auszugehen, dass die Bedrohung durch Nassschneelawinen zukünftig in vielen Regionen zunimmt, jene durch Trockenschneelawinen etwas abnimmt (FÖHN 1991).

LATERNSER und SCHNEEBELI (2002) analysierten die Lawinenaktivität der letzten 50 Jahre in den Schweizer Alpen. Sie konnten keine signifikante langjährige Veränderung der Lawinenaktivität feststellen. Aus heutiger Sicht ist somit in Zukunft mit einer etwa gleichbleibenden Lawinenaktivität zu rechnen, wobei der Anteil der Nassschneelawinen zunehmen wird (FÖHN 1991, HÖLLER 2007). Auch die Anzahl der Rain-on-Snow-Events zeigt,

einhergehend mit höheren durchschnittlichen Lufttemperaturen, einen ansteigenden Trend (LAZAR und WILLIAMS 2010).

Einen ansteigenden Trend des Anteils der Nassschneelawinen an der Gesamtanzahl aller Lawinen während der letzten Jahrzehnte zeigt auch der der Auswertung in dieser Arbeit als Grundlage dienende Datensatz aus dem Kapruner Tal (Kap. 3). Eine Analyse des Trends der relativen Häufigkeit von Nassschneelawinen im Kapruner Tal findet sich in Kap. 4.1.3 und bei VOLLSINGER (1997).

2.10 Messung des Wassergehalts der Schneedecke

Die Ermittlung des Wassergehalts der Schneedecke (LWC) kann grundsätzlich auf zwei Arten erfolgen:

A Manuelle Abschätzung des Wassergehaltes (mWC):

Im Zuge der händischen Abschätzung des Wassergehalts schätzt der Beobachter die Feuchtigkeitsklasse (siehe Tabelle 2.1, Kap. 2.1.1) aufgrund seiner visuellen und taktilen Wahrnehmung der betreffenden Schneeschicht. Diese Methode wird standardmäßig bei der klassischen Schneeprofil-Aufnahme gewählt (SCHWEIZER und WIESINGER 2001). Häufig überschätzen jedoch Beobachter – auch sehr geübte – den Wassergehalt[15], insbesondere bei höheren Wassergehalten und in Schichten mit kantigen Kristallen, weswegen die manuelle Bestimmung des Wassergehalts als quantitativ nicht exakt gelten kann (TECHEL und PIELMEIER 2011), oft jedoch die einzig verfügbare Möglichkeit ist.

B Messung des Wassergehaltes mit einem Messgerät (LWC):

Die exakte Messung des LWC ist in jedem Fall aufwändig, heikel und fehleranfällig (LAND TIROL 2000) und wird meist nur zu Forschungszwecken durchgeführt (SCHWEIZER und WIESINGER 2001). In den letzten Jahrzehnten wurden verschiedene Methoden hierfür entwickelt: zentrifugale Separation, kalorimetrische Methoden (Schmelz-, Gefrier- und Alkohol-Kalorimetrie), dielektrische Verfahren, Lösungsverfahren (*dilution method*) etc. (STEIN et al. 1997, FIERZ et al. 2009, TECHEL und PIELMEIER 2011). Im Folgenden sollen die derzeit am weitesten verbreiteten Methoden und Geräte kurz vorgestellt werden:

[15] Augenfällig wird dies, wenn in Schneeprofilen die Schneetemperatur mit Werten kleiner als 0℃ aufgetragen wird, die Feuchtigkeit jedoch größer als „trocken“ ist.

1 Snow Fork:

Der Snow Fork (siehe Abbildung 2.26, rechts) ist ein tragbares Messgerät der finnischen Firma Insinööritoimisto Toikka oy, das sich den Unterschied der **dielektrischen Leitfähigkeit** (Permittivität) in Wasser, Luft bzw. Eis zu Nutze macht und auf dem Prinzip der Time Domain Reflectometry (TDR) basiert. Der Sensor besteht aus einem gabelförmigen Leiter, der in die zu messende Schneeschicht eingeführt wird und als Resonator für Mikrowellen (500 bis 900 MHz) fungiert. Er misst die Resonanzfrequenz, die Dämpfung und die 3 dB-Bandbreite. Über die gemessenen Werte wird die Dielektrizitätskonstante der untersuchten Schneeprobe und schließlich über semi-empirische Gleichungen der Wassergehalt und die Dichte des Schnees errechnet. Der volumetrische Wassergehalt kann im Bereich von 0 bis 10 % mit einer Genauigkeit von ± 0,5 % ermittelt und am Display des Gerätes abgelesen werden (TOIKKA 2009). Eine separate Dichtemessung wie beim Denoth Meter (siehe unten) ist nicht erforderlich.

Die Methode der **Time Domain Reflectometry (TDR)** wurde ursprünglich zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes angewandt. HARTMAN und BORGESON (2008) beispielsweise verwendeten zur Wassergehaltsbestimmung in Schnee das Gerät CS616-L (CAMPBELL SCIENTIFIC 2012, siehe Abbildung 2.25), das zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes entwickelt wurde. Das Gerät entsendet einen elektromagnetischen Impuls, dessen Signallaufzeit gemessen wird. Daraus wiederum wird der volumetrische Wassergehalt errechnet (CAMPBELL SCIENTIFIC 2012).

Das Prinzip der Time Domain Reflectometry wird von STEIN et al. (1997) sowie LUNDBERG (1997) detailliert beschrieben, die erzielbare Messgenauigkeit bestimmt und mit Hilfe anderer Methoden evaluiert. ZWIMPFER (2011) konstatiert eine durchschnittliche Messgenauigkeit dieser Methode von ± 1-2 % volumetrischer Wassergehalt.

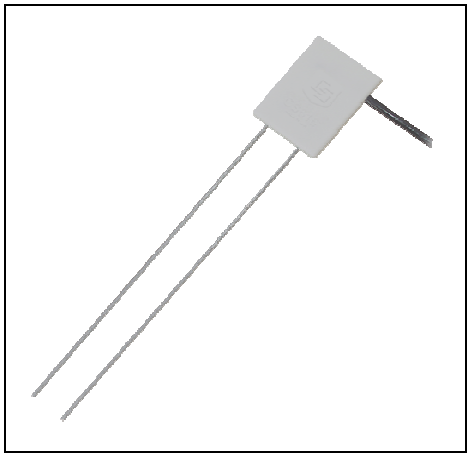


Abbildung 2.25: Das Messgerät CS616-L zur Bestimmung des Wassergehaltes in porösen Medien mittels Time Domain Reflectometry (TDR) (Bild: CAMPBELL SCIENTIFIC 2012)

Die Wassergehalts-Messung mittels Snow Fork kann in vielen Fällen in einer **unbeeinflussten Schneedecke** durchgeführt werden. Bei größeren Schneehöhen (> 1,0 m) ist jedoch das Aufschließen der Schneedecke (Schneeprofil) notwendig, um den Wassergehalt der einzelnen Schneeschichten zu bestimmen. Das Aufschließen der Schneedecke kann den Wärmehaushalt (Lufttemperatur, Strahlung) und – vor allem bei höheren Wassergehalten – den Wasserhaushalt der Schneedecke lokal beeinflussen (Drainage), den Wassergehalt reduzieren und somit die Messung verfälschen (TECHEL und PIELMEIER 2011). Ein Nachteil des Snow Fork besteht in seiner Größe und seinem Gewicht (ca. 5 kg) (siehe Abbildung 2.26, rechts) (TECHEL 2010b).

2 Denoth Meter:

Der Denoth Meter (siehe Abbildung 2.26, links) ist ein tragbares Messgerät, das sich, ebenso wie der Snow Fork, den Unterschied der **dielektrischen Leitfähigkeit** (Permittivität) in Wasser, Luft bzw. Eis zu Nutze macht (Time Domain Reflectometry – TDR). Die auf den Wassergehalt zu untersuchende Schneeprobe wird zwischen zwei Hornstrahlern[16] platziert. Der von der Schneeprobe reflektierte und der transmittierte Anteil des ausgesendeten Signals im Frequenzbereich zwischen 6 und 16 GHz werden gemessen. Aus den gemessenen Werten wird die Dielektrizitätskonstante errechnet. Um von dieser auf den volumetrischen Wassergehalt zu schließen, ist eine separate Dichtemessung der untersuchten Schneeschicht erforderlich (DENOTH 1994, DENOTH 2003, TECHEL und PIELMEIER 2011).

Um den Wassergehalt der einzelnen Schneeschichten zu bestimmen, ist das **Aufschließen der Schneedecke** (Schneeprofil) notwendig und somit eine Beeinflussung des Wasserhaushalts unvermeidbar (TECHEL und PIELMEIER 2011).

Nach Untersuchungen von TECHEL (2010b) bzw. TECHEL und PIELMEIER (2011) ist der mit dem Snow Fork ermittelte Wassergehalt durchschnittlich um das 1,4-fache größer als jener mit dem Denoth Meter, jedoch korrelieren die Ergebnisse beider Messmethoden sehr gut miteinander.

Der Vorteil des Denoth Meter gegenüber dem Snow Fork besteht in seinem geringeren Gewicht und den geringeren Anschaffungskosten (TECHEL 2010b).

[16] trichterförmige Mikrowellen-Antennen

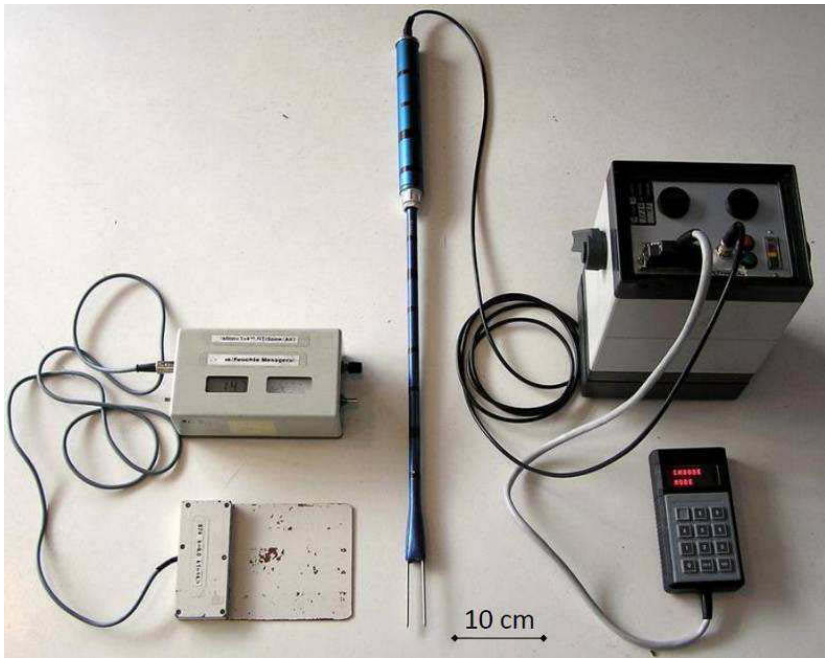


Abbildung 2.26: links: Denoth Meter, rechts: Snow Fork (Bild: TECHEL und PIELMEIER 2011)

3 Snow Pack Analyser (SPA)[17]:

Der Snow Pack Analyser (SPA) ist ein von der Firma Sommer Mess-Systemtechnik entwickeltes automatisches, fix installiertes Messsystem zur Bestimmung bestimmter Schneedeckeneigenschaften, unter anderem auch des Wassergehalts (siehe Abbildung 2.27). Entlang von Flachbandsensoren wird die komplexwertige **Impedanz** (Wechselstromwiderstand) der Schneedecke bei mindestens zwei Frequenzen gemessen, um die Schneedichte, das Schneewasseräquivalent und den Flüssigwasseranteil direkt vor Ort zu bestimmen (SOMMER und FIEL 2010).

Die bis zu vier Sensorkabel des Snow Pack Analysers werden vor Beginn des Winters in einer bestimmten Anordnung zueinander (diagonal, vertikal und/oder horizontal, je nach gewünschter Information) am Messfeld installiert und beispielsweise an einem Bodenanker und einem Mast befestigt (siehe Abbildung 2.27). Somit kann – im Gegensatz zu den ersten beiden Methoden – der Wassergehalt in einer unbeeinflussten Schneedecke gemessen werden (MITTERER et al. 2011b, TECHEL und PIELMEIER 2011).

Die Messergebnisse sind stark von der räumlichen Anordnung der Flachbandkabel abhängig. Bei vertikaler oder diagonaler Anordnung können deutlich verfälschte Messergebnisse infolge Flüssigwasserabflusses entlang der Kabel auftreten (MITTERER et al. 2011a, MITTERER et al. 2011b).

[17] entwickelt im Rahmen des EU-Forschungsprojekts SNOWPOWER

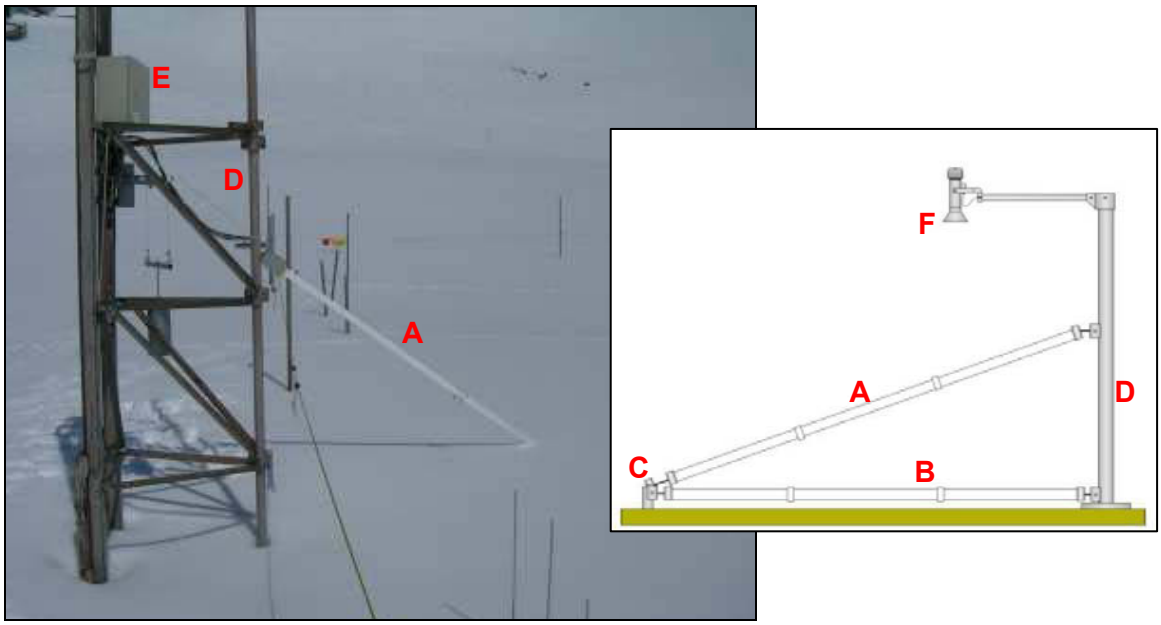


Abbildung 2.27: Snow Pack Analyser (SPA): A: diagonaler Flachbandsensor, B: horizontaler Flachbandsensor, C: Bodenanker, D: Mast, E: Mess- und Steuerungseinheit, F: Ultraschall-Schneehöhenmessung (Bilder: SOMMER und FIEL 2010)

4 Upward-looking ground-penetrating radar (upGPR, Bodenradar):

Bei den für Schneedecken-Untersuchungen verwendeten **Radartechnologien** unterscheidet man zwischen *Impulsradar* (GPR) und *moduliertem Dauerstrichradar* (FMCW – *frequency modulated continuous wave*, siehe Pkt. 5). GPR-Systeme basieren, im Vergleich zu FMCW-Systemen, auf einer einfacheren Technologie, sind dadurch leichter erhältlich und kostengünstiger (HEILIG et al. 2010a).

Das upGPR-System wird im Herbst vor den ersten Schneefällen an geeigneter Stelle an der Bodenoberfläche angebracht. Während des Winters sendet es Impulse im Mikrowellenbereich (C-Band) nach oben und ermöglicht eine kontinuierliche Beobachtung der Schneedecke. C-Band-Systeme erlauben, im Gegensatz zu X- bzw. Ku-Band-Systemen bei FMCW-Radars (siehe Pkt. 5), die Beobachtung der Schneedecke auch unter Nassschneebedingungen (HEILIG et al. 2010b). Aufgrund der fixen Installation kann upGPR, ebenso wie der Snow Pack Analyser, den Wassergehalt in einer unbeeinflussten Schneedecke messen (MARSHALL und KOH 2008, TECHEL und PIELMEIER 2011).

Mithilfe der upGPR-Technologie und einer parallelen Schneehöhenmessung kann eine qualitative Abschätzung des Wassergehaltes in den einzelnen Schichten der Schneedecke erfolgen. Beispielsweise können das Voranschreiten der Feuchtigkeitsfront, Schichten mit hohem Wassergehalt und Grenzflächen zwischen Schneeschichten hohen und niedrigen Wassergehalts erfasst werden. Horizontale Strukturen hohen Wasser-

gehalts (kapillare Barrieren etc.) können präzise, vertikale Strukturen (präferentielle Abflusskanäle etc.) jedoch kaum erfasst werden. Die quantitative Ermittlung des Wassergehaltes in den einzelnen Schichten der Schneedecke ist derzeit noch nicht möglich, an einer dahingehenden Weiterentwicklung der Methode wird jedoch gearbeitet (HEILIG et al. 2010b, MITTERER et al. 2011a).

Abbildung 2.28: Beispiel für ein versuchsweise installiertes upGPR (Bild: HEILIG et al. 2010a)

5 FMCW-Radar (frequency modulated continuous wave):

FMCW-**Radartechnologie** wird in Form von tragbaren Geräten verwendet, um räumliche Informationen über die Schneedecke zu erhalten. Im Falle von Nassschnee kann FMCW beispielsweise eingesetzt werden um Schmelzwasserkanäle (vgl. präferentielle Abflusskanäle, Kap. 2.4.2) zu lokalisieren (MARSHALL und KOH 2008).

YANKIELUN et al. (2004), SCHAFFHAUSER et al. (2008) und MARSHALL und KOH (2008) untersuchten die Reflexionseigenschaften von FMCW bei verschiedenen Schneebedingungen. Es zeigte sich, dass Nassschnee in Kombination mit großen Kornformen, im Gegensatz zu trockenem Schnee, große Teile der emittierten Signale (X- und Ku-Bandbereich) absorbiert bzw. dämpft. Diese Tatsache beeinträchtigt einerseits die Gewinnung von Daten über die räumliche Verteilung von Schneehöhe und Wasseräquivalent, andererseits kann man sich diesen Effekt zu Nutze machen, um auf den Wassergehalt der obersten Schneeschicht zu schließen (STEIN et al. 1997).

Radar-Messungen von oben auf die Schneedecke sind jedoch wenig geeignet, um beispielsweise die Lage der Feuchtigkeitsfront zu bestimmen, da sie stark von der obersten wasserführenden Schicht beeinflusst sind und Grenzflächen trocken – nass leichter als nass – trocken erkannt werden. Für derartige Untersuchungen sind aufwärts gerichtete Systeme (siehe Pkt. 4) besser geeignet (HEILIG et al. 2010a).

6 Fernerkundungsmethoden (Remote Sensing):

Im Wesentlichen stehen für die Gewinnung von Daten über die Schneedecke mittels Fernerkundung (vom Boden oder aus der Luft) drei Methoden zur Verfügung (PROKOP 2008):

- **Photogrammetrie:** Multispektraldaten, Bilddaten
- **Laser:** Lichtstrahlen
- **Radar:** elektromagnetische Wellen, v. a. FMCW, siehe Pkt. 5

Die Messung des Wassergehaltes mittels Fernerkundungsmethoden ist derzeit noch nicht ausgereift (MARSHALL und KOH 2008), es gibt jedoch einige vielversprechende qualitative Ansätze. Beispielsweise können mittels multispektralen Bilddaten trockene und nasse Schneeoberflächen unterschieden werden (TECHEL und PIELMEIER 2011).

Abbildung 2.29: Beispiel für Fernerkundungsmethoden vom Boden aus: Terrestrial Laser Scanning (TLS) (Bild: PROKOP 2008)

2.11 Untersuchung des Schneedeckenaufbaus in Nassschnee

Der Schneedeckenaufbau spielt für die Auslösung von Nassschneelawinen eine ebenso wichtige Rolle wie für die Auslösung von Trockenschneelawinen (TECHEL 2010b, MITTERER et al. 2011a). Die konventionelle Untersuchung des Schneedeckenaufbaus erfolgt mittels **Schneeprofil** bzw. **Rammprofil**. Zusätzlich dazu wurden in den letzten Jahrzehnten einige Anstrengungen unternommen, um Methoden zu entwickeln mit denen der Schneedeckenaufbau effizienter, schneller und objektiver untersucht werden kann. In diesem Kapitel soll die Eignung zweier dieser Methoden bei Nassschneebedingungen dargestellt werden:

1 SnowMicroPenetrometer (SMP):

SCHNEEBELI und JOHNSON (1998) entwickelten eine handliche elektronische Rammsonde (siehe Abbildung 2.30), die mit konstanter Geschwindigkeit in den Schnee getrieben wird und den Eindringwiderstand hochauflösend misst. Über das gemessene SMP-Signal (Eindringwiderstand in Newton) können nicht nur zuverlässige Informationen über die mechanischen Eigenschaften (Härte etc.) der einzelnen Schneeschichten, sondern über entsprechende Gleichungen (entwickelt mittels Regressionsmodellen, Hauptkomponentenanalyse etc.) auch Informationen über die Textur (Korngröße, Kornform etc.) gewonnen werden. Damit könnte in Zukunft zeitsparend und objektiv ein detailliertes Schneeprofil erzeugt werden ohne die Schneedecke aufschließen zu müssen, wodurch auch effizientere Untersuchungen der räumlichen Variabilität des Schneedeckenaufbaus möglich wären. Die Bestimmung der Kornform mit dem SMP ist derzeit allerdings noch in der Versuchsphase, wodurch ein Handprofil nicht ersetzbar ist (SATYAWALI et al. 2009). Zudem sind die Anschaffungskosten eines SMP derzeit noch sehr hoch.

Zahlreiche Studien beschäftigten sich mit der Evaluierung und Perfektionierung des SnowMicroPen: SCHNEEBELI et al. (1999), PIELMEIER und SCHNEEBELI (2002), PIELMEIER et al. (2004), PIELMEIER et al. (2006), MARSHALL et al. (2007), PIELMEIER und SCHWEIZER (2007), SATYAWALI et al. (2009), MARSHALL et al. (2010) etc. Bei USFS NATIONAL AVALANCHE CENTER (2012) wird die historische Entwicklung und Vorgeschichte des SnowMicroPen, die bis in die 1960er Jahre zurückreicht, skizziert.

Abbildung 2.30: einer der ersten entwickelten SnowMicroPen aus dem Jahr 2000 (Bild: USFS NATIONAL AVALANCHE CENTER 2012)

TECHEL (2010b) untersuchte die Verwendung des SMP bei nassem Schnee. Es zeigte sich, dass in 90 % der Fälle ein systematischer Messfehler auftrat. Dies mag typisch sein für den Gebrauch des SMP bei relativ warmen Bedingungen. Der Fehler kann jedoch identifiziert und durch Trendbereinigung eliminiert werden. Zudem belegt TECHEL (2010b), dass der Eindringwiderstand des SMP in derselben Schneeschicht bei trockenen Schneebedingungen von jenem nach einer Durchnässung abweicht. Die Abweichung des SMP-Signals ist stark abhängig von der Kornform (siehe Kap. 2.3.1). Generell nimmt jedoch der Eindringwiderstand bei größer werdendem Wassergehalt ab (siehe Kap. 2.1.5). Die Bestimmung der Kornform ist in nassem Schnee nach derzeitigem Erkenntnisstand, im Gegensatz zu trockenem Schnee, nicht zufrieden stellend möglich. Insbesondere ist die Identifikation von Schmelzformen (SF) über das SMP-Signal (noch) nicht möglich (TECHEL 2010b). Mängel bei der Kornform-Bestimmung und mangelnde Robustheit sind demnach die größten Schwächen des SMP bei Verwendung in nassem Schnee.

Der Vorteil der Bestimmung der Rammhärte mittels SMP gegenüber der Ermittlung der Handhärte in einem Schneeprofil liegt darin, dass der SMP schneller misst als Wasserinfiltration in tiefere Schneeschichten stattfinden kann und somit die tatsächlichen Schneebedingungen abbildet. Das Aufschließen eines Schneeprofils führt hingegen zu einer Drainage der oberen Schichten und somit zu einer Verfestigung und Verzerrung der Schneeeigenschaften, wodurch die Handhärte meist überschätzt wird (PIELMEIER 2003).

2 Radar (GPR, FMCW):

Für Schneedecken-Untersuchungen werden im Wesentlichen zwei verschiedene Radartechnologien verwendet: **GPR** und **FMCW**. Eine Beschreibung der Funktionsweise und ihrer Eignung zur Bestimmung des Wassergehaltes bzw. der Wasserinfiltration findet sich in Kap. 2.10, Pkt. 4 bzw. 5). In diesem Kapitel soll nun ihre Eignung für die Bestimmung anderer Schneedecken-Parameter in nassem Schnee zusammengefasst werden.

Am Boden fix installierte, kontinuierlich aufzeichnende **upGPR**-Systeme können bei trockenen Schneebedingungen die Schneehöhe und die Lage von Grenzflächen innerhalb der Schneedecke mit großer Genauigkeit und vor allem kontinuierlich bestimmen. Bei nassen Schneebedingungen können diese Parameter lediglich mit geringerer Genauigkeit ermittelt werden, da sich mit Vorhandensein von flüssigem Wasser die Ausbreitungsgeschwindigkeit der emittierten Welle ändert. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit ist von der Menge und der Verteilung des flüssigen Wassers in der Schneedecke abhängig, welche wiederum nicht exakt bekannt ist. Grenzflächen zwischen Schneeschichten unterschiedlichen Wassergehaltes sowie das Voranschreiten der Feuchtigkeitsfront können mit upGPR-Systemen jedoch annähernd genau bestimmt werden, wenngleich wichtige Informationen über die Beschaffenheit von Schwachschichten (Kornform und -größe etc.) fehlen. Erste Versuche mit upGPR-Systemen zeigten jedenfalls vielversprechendes Potential für eine kontinuierliche Beobachtung der Schneedeckeneigenschaften, wobei ihr Einsatz bei nassen Schneebedingungen größere Probleme aufwirft als bei trockenen (HEILIG et al. 2010a, HEILIG et al. 2010b, MITTERER et al. 2011a).

Mit **FMCW**-Systemen können bei trockenen Schneebedingungen die Schneehöhe und die Lage markanter Schichtgrenzen innerhalb der Schneedecke (z. B. eingeschneite Eiskrusten etc.) kontinuierlich, mit hoher Genauigkeit und in Übereinstimmung mit SnowMicroPen(SMP)-Messungen bestimmt werden. Die Lage von Schwachschichten wird dann erkannt, wenn sie sich über oder unter einer solchen markanten Grenzfläche befinden (MARSHALL et al. 2007, MARSHALL et al. 2010). Die Beschaffenheit von Schwachschichten (Kornform und -größe etc.) kann jedoch nicht bestimmt werden. MARSHALL et al. (2007) sehen in einer Kombination von SMP-Messungen und FMCW-Beobachtungen großes Potential für die Abbildung der räumlichen Variabilität des Schneedeckenaufbaus. Generell erweist sich die Schneedeckenuntersuchung mit FMCW-Systemen bei Nassschnee schwieriger als bei trockenem Schnee. Systeme, die im C-Band-Bereich arbeiten, liefern bei nassem Schnee bessere Ergebnisse, während Systeme, die im Ku-Band-Bereich arbeiten, bei trockenem Schnee zur Anwendung kommen (MARSHALL et al. 2007).

2.12 Eignung von Stabilitätstests bei Nassschneebedingungen

In den letzten Jahrzehnten wurde eine Vielzahl an Tests entwickelt, die wertvolle Informationen über die Stabilität einer trockenen Schneedecke liefern: **Rutschblock-Test** (RB), **Compression Test** (CT), **Extended Column Test** (ECT), **Shovel Shear Test** (ST), **Shear-Frame Test** (Scherrahmen) etc. (McCLUNG und SCHAERER 2006). In diesem Kapitel soll auf die Eignung derartiger Stabilitätstests bei nassen Schneebedingungen eingegangen werden.

Stabilitätstests in nassem Schnee werden von den meisten Autoren als schwierig zu interpretieren und unzuverlässig angesehen. Wissenschaftliche Untersuchungen hierzu gibt es allerdings nur wenige (TECHEL 2010b):

BROWN (2008) verglich die Ergebnisse von CT, ECT, ST und anderen Tests während der Schneeschmelze im Frühjahr in einer Schneedecke mit basalem Schwimmschnee. Er kommt zu der Erkenntnis, dass die tageszeitbedingte Schwächung der Schneedecke in den Ergebnissen der Stabilitätstests abgebildet wird. Die Auslösungsstufe (*score*) ist am Morgen eine höhere (größere Stabilität) als nach Erwärmung und Durchnässung der Schneedecke am Nachmittag (geringere Stabilität).

TECHEL (2010b) unternahm umfangreiche Untersuchungen (Datenbankanalysen und Feldstudien), um herauszufinden, ob Stabilitätstests entscheidende Informationen für die Vorhersage von Nassschneelawinen liefern können. Er kommt zu dem Ergebnis, dass Stabilitätstests in Nassschnee hierfür nur bedingt geeignet sind. Von den drei untersuchten Testverfahren RB, ECT und ST eignete sich der **Rutschblock-Test** am ehesten für nasse Schneebedingungen. Beispielsweise zeigte sich, dass an Strahlungstagen und bei tiefliegenden Schwachschichten ein morgendlicher Rutschblock-Test mit niedrigem bis mittlerem Score[18] mit der Auslösung von Nassschneelawinen am Nachmittag korreliert.

In vielen Fällen bleibt die Interpretation von Stabilitätstests in Nassschnee jedoch unklar und wenig aufschlussreich. Gründe hierfür scheinen einerseits die rasche Veränderung der Schneedeckeneigenschaften (innerhalb von Stunden oder sogar Minuten) durch den Einfluss flüssigen Wassers und damit die zeitlich stark begrenzte Aussagekraft der Stabilitätstests sowie andererseits der große Einfluss der Oberflächenbeschaffenheit (z. B. Schmelz-Frier-Krusten) zu sein (TECHEL 2010b). Beispielsweise ändern sich die Ergebnisse der Stabilitätstests zum Zeitpunkt, da der Schmelzharschdeckel auftaut, schlagartig (TECHEL 2010a).

[18] entspricht einer geringen bis moderaten Stabilität (eine Beschreibung des Rutschblock-Tests findet sich z. B. in SCHWEIZER 2002)

TRAUTMAN et al. (2006) führten Versuche zur Bestimmung der **Scherfestigkeit** von Schneeoberflächen während Schmelz-Frier-Zyklen mit Scherrahmen durch. Es konnte ein Zusammenhang dieser Ergebnisse mit dem Auftreten von nassen Lockerschneelawinen beobachtet und eine kritische Scherfestigkeit, ab der Nassschneelawinen auftreten, definiert werden (siehe dazu Kap. 2.5.2).

Generell kommen TECHEL und PIELMEIER (2009) bzw. TECHEL (2010b) zu der Erkenntnis, dass instabile Verhältnisse am Nachmittag zu erwarten sind, wenn eine durchnässte Schwachschicht bereits am Morgen vorhanden ist und ein Strahlungstag, der das Aufschmelzen des Schmelzharschdeckels bedingt, prognostiziert wird.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Stabilität von nassen Schneedecken einerseits einer **raschen zeitlichen Veränderung** unterworfen ist (TECHEL und PIELMEIER 2009), andererseits jedoch eine **geringere räumliche Variabilität** (hangbezogen) als in trockenem Schnee aufweist. Dadurch ist die Auswahl des Standortes für die Durchführung von Stabilitätstests weniger entscheidend als in trockenem Schnee (TRAUTMAN 2008). TECHEL (2010b) schlägt vor, Stabilitätstests bzw. die Untersuchung der Schneedecke bei Nassschnee in sehr steilen Hängen (> 35°) mit vergleichsweise unterdurchschnittlichen Schneehöhen in Nachbarschaft zu felsigen Formationen durchzuführen. In solchen Bereichen findet Wasserinfiltration und Stabilitätsverlust meist schneller als in anderen Hangbereichen statt. Nassschneelawinen werden oftmals durch Auslösung kleinerer Schneerutsche aus solchen Bereichen getriggert. Die Interpretation von Stabilitätstests in Nassschnee ist derzeit jedoch noch vielfach unklar und wenig aufschlussreich.

2.13 Schneedeckensimulation bei Nassschnee

Die Modellierung der Schneedeckeneigenschaften wird heute in der Forschung aber auch in der Lawinenvorhersage immer häufiger angewandt, um beispielsweise Informationen über den Schneedeckenaufbau in unzugänglichen Gebieten zu erhalten oder die räumliche Variabilität der Schneedecke besser abzubilden. Das derzeit am weitesten verbreitete Modell wurde am SLF entwickelt und trägt den Namen SNOWPACK (BARTELT und LEHNING 2002). Dieses Modell soll im Folgenden kurz vorgestellt und auf seine Eignung bei Nassschneebedingungen und zur Bestimmung des Wassergehaltes in den einzelnen Schneeschichten eingegangen werden.

SNOWPACK ist ein physikalisches 1D-Schneedeckensimulationsmodell, das ursprünglich für die Prognosetätigkeit des Schweizer Lawinenwarndienstes entwickelt wurde. Als Input fungieren meteorologische Daten von automatischen Wetterstationen im Nahbereich der

Lawinen-Anbruchsgebiete. Mit diesen Inputdaten löst das Modell eindimensionale Differentialgleichungen zur Massen- und Energiebilanz der Schneedecke mittels Finite-Elemente-Methode. Schnee wird modelliert als poröses Medium bestehend aus den drei Komponenten Eis, Wasser und Luft. Physikalische Vorgänge in der Schneedecke wie Setzung, Wasserinfiltration, Metamorphose und Phasenübergänge werden simuliert. Der Output des Modells ist die Simulation der Schneedecke hinsichtlich Schneehöhe, Setzung, Schneeverfrachtung durch Wind, Energie- und Massenbilanz sowie ihrer Schichtung. Für die einzelnen Schneeschichten können nicht nur Höhe und Dichte sondern auch ihre mikrostrukturelle Beschaffenheit (Kornform, Korngröße, Bindungskräfte etc.) modelliert werden. Es wird sozusagen ein Schneeprofil modelliert und die Entwicklung der Schneedecke vom ersten Schneefall bis zur kompletten Schneeschmelze simuliert (BARTELT und LEHNING 2002, LEHNING et al. 2004).

Unterschiedlichste Anwendungen zeigten, dass das Modell hohe Genauigkeit bei der Simulation von saisonalen alpinen Schneedecken erzielen kann. Zudem entwickelten zahlreiche Autoren Erweiterungen des Modells (LEHNING et al. 2004, HIRASHIMA et al. 2010a, MITTERER et al. 2011b etc.).

Die Simulation der Schneetemperatur und somit einer möglichen Isothermie (Grundvoraussetzung für Nassschneelawinen) und die Simulation des volumetrischen Wassergehalts in unterschiedlichen Schneehöhen ist mit SNOWPACK möglich (BARTELT und LEHNING 2002, EGLI et al. 2009). Abbildung 2.31 zeigt ein Beispiel für den Modelloutput von SNOWPACK zum volumetrischen Wassergehalt.

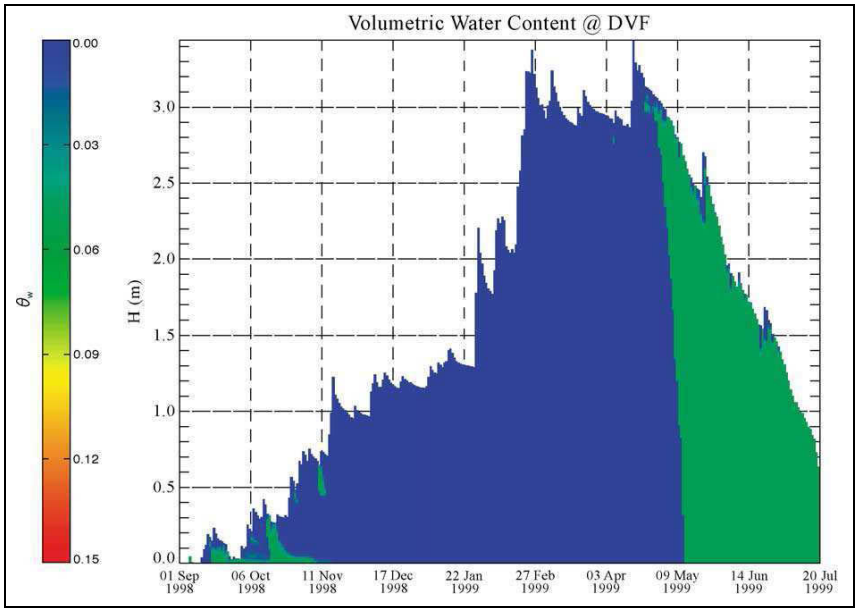


Abbildung 2.31: Beispiel für den Modelloutput von SNOWPACK zum volumetrischen Wassergehalt (Grafik: BARTELT und LEHNING 2002)

MITTERER et al. (2011a) bzw. MITTERER et al. (2011b) verglichen Modellergebnisse von SNOWPACK mit beobachteten Daten. SNOWPACK wurde hierfür um zwei unterschiedliche Wassertransportmodelle erweitert. Sie stellten fest, dass SNOWPACK im Stande ist den mittleren Wassergehalt der Schneedecke mit hoher Genauigkeit zu modellieren, die komplexen Schemata der Wasserinfiltration jedoch nur bedingt abbilden kann: Der Zeitpunkt beginnender Durchnässung der Schneeoberfläche konnte annähernd korrekt modelliert werden. Im Gegensatz dazu, stimmte der modellierte Zeitpunkt der Ankunft der Feuchtigkeitsfront am Boden nicht mit dem beobachteten Zeitpunkt überein. Die Umwandlung tief liegender Schmelz-Frier-Krusten unter dem Einfluss flüssigen Wassers zu Schmelzformen erfolgt im Modell zu rasch, tatsächlich können derartige Schichten über mehrere Wochen bestehen, trotz dem Vorhandensein flüssigen Wassers. Dadurch geht der Einfluss von Schmelz-Frier-Krusten auf die Wasserinfiltration bzw. als mögliche Schwachschicht für die Auslösung von Nassschneelawinen im Modell zu früh verloren. Zudem konnte eines der beiden verwendeten Wassertransportmodelle kapillare Barrieren gut modellieren, präferentielle Abflusskanäle konnten hingegen von keinem der beiden Modelle korrekt abgebildet werden. Hierfür scheint ein eindimensionales Modell nur begrenzte Eignung zu besitzen.

HIRASHIMA et al. (2010a) bzw. HIRASHIMA et al. (2010b) kamen zu der Erkenntnis, dass die komplexen Vorgänge bei der Wasserinfiltration innerhalb der Schneedecke in der derzeitigen Version von SNOWPACK zu stark vereinfacht abgebildet werden, was zu einer mangelhaften Simulation des Wassergehaltes im Schneeprofil führt. Die japanischen Wissenschafter entwickelten ein verbessertes Wassertransportmodell, das in SNOWPACK implementiert werden kann und auf der von YAMAGUCHI et al. (2010) gemessenen Saugspannungs-Wassergehaltskurve in ungesättigtem Schnee basiert (siehe auch Kap. 2.4.2). Mit diesem neuen Algorithmus ist es unter anderem möglich das Verhalten von flüssigem Wasser an kapillaren Barrieren oder an der Grenzfläche zwischen Schneedecke und Boden korrekt zu simulieren.

Resümierend kann festgehalten werden, dass die Simulation von nassen Schneedecken mit SNOWPACK möglich ist, derzeit aber noch einige Mängel aufweist und weiterer Forschungsbedarf gegeben ist.

Das SNOWPACK-Modell wird zum Teil auch in räumliche Modelle integriert. Beispielsweise ist es ein wichtiger Bestandteil des ebenfalls am SLF entwickelten dreidimensionalen Modells **ALPINE3D**, das hauptsächlich für schnee-hydrologische Anwendungen entwickelt wurde. In ALPINE3D wird für jede räumlich definierte Rasterzelle der Schneedeckenaufbau mit dem SNOWPACK-Modell simuliert. In Kombination mit einem Schneedrift-Modul

(Schneeverfrachtung durch den Wind) kann die räumliche Variabilität der Schneedecke abgebildet werden (LEHNING et al. 2006).

MITTERER et al. (2009) verwendeten beispielsweise in ihrer Studie zweier Nassschneelawinenzyklen das SNOWPACK-Modell, um nicht oder in zu geringer Auflösung vorhandene Daten über den Schneedeckenaufbau zu simulieren und das ALPINE3D-Modell, um die Inputdaten (u. a. auch den Wassergehalt) auf das Untersuchungsgebiet räumlich zu extrapolieren.

2.14 Methoden der Lawinenvorhersage

Bisher entwickelte Modelle beschränken sich zumeist auf Trockenschneelawinen, nur einige wenige inkludieren auch Nassschneelawinen bzw. wurden speziell für diesen Typus entwickelt. In diesem Kapitel wird ein kurzer Überblick über die Systemmöglichkeiten der Lawinenvorhersage auf regionaler und lokaler Ebene gegeben.

Generell ist die **Lawinenabbruchsprognose** (Wahrscheinlichkeit der Auslösung einer Lawine) und die **Lawinenauslaufprognose** (Größe, Auslauflänge und Anpralldrücke der abgebrochenen Lawine) zu unterscheiden. Für die gegenständliche Arbeit sind vor allem mögliche Methoden der Lawinenabbruchsprognose relevant und werden im Folgenden dargestellt:

1 Konventionelle Lawinenvorhersage:

Die konventionelle Lawinenvorhersage kommt weitgehend ohne numerische Analysemethoden oder Expertensysteme aus. Der Prognostiker sammelt die relevanten Informationen und erstellt die Vorhersage basierend auf Erfahrung, Wissen und Ortskenntnis. Die konventionelle Lawinenvorhersage ist aufgrund der Komplexität der anderen Vorhersageverfahren auch heute noch die in der Praxis am weitesten verbreitete Methode (McCLUNG und SCHAERER 2006).

2 Numerische Lawinenvorhersage:

Die Basis einer numerischen Lawinenvorhersage bilden Datenbanken numerischer Daten von hoher Qualität und exakte und langjährige Aufzeichnungen vergangener Lawinenereignisse. Der Schlüssel für eine erfolgreiche numerische Lawinenvorhersage liegt insbesondere in einer sorgfältigen und einheitlichen Lawinenbeobachtung mit einer möglichst objektiven Beschreibung der Lawinenabgänge (VOLLSINGER 1997).

Über mathematische Abhängigkeiten und numerische Analysen (Algorithmen) werden dem Prognostiker Entscheidungshilfen zur Verfügung gestellt. Für jeden Zeitpunkt müssen alle Inputvariablen zur Verfügung stehen. Oftmals besteht hierin die Einsatzgrenze solcher Systeme, da beispielsweise meteorologische Parameter in hoher Auflösung (z. B. in zehnminütigen Intervallen), jedoch die Aufnahme beobachteter Lawinenabgänge möglicherweise nur einmal täglich erfolgt. Diese Methode der Lawinenvorhersage ist meist auf die lokale Ebene beschränkt (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Numerische Vorhersagemodelle können wertvolle Hilfestellung bei der Lawinenvorhersage liefern, allerdings gibt es bis heute kein Modell, das das vernetzte Wissen und die Erfahrung eines guten Prognostikers ersetzen könnte (SCHWEIZER und FÖHN 1994). Da eine **deterministische** Vorhersage eines Lawinenabgangs nach heutigem Wissensstand nicht möglich ist (LEHNING et al. 2004), handelt es sich bei den im Folgenden gegebenen Beispielen allesamt um **statistische** Methoden (FLOYER und McCLUNG 2003, HENDRIKX et al. 2005, McCLUNG und SCHAERER 2006, TECHEL 2010b):

– Die **Diskriminanzanalyse** *(discriminant analysis)* prüft zwei oder mehrere Gruppen (z. B. Tage mit Nassschneelawinen, Tage mit Trockenschneelawinen, Tage ohne Lawinen) auf signifikante Unterscheidungen ihrer Merkmale. Sie findet dafür geeignete oder ungeeignete Merkmale und liefert eine Ausgleichsfunktion, die die Gruppen möglichst gut voneinander trennt. Erste Einsätze der Diskriminanzanalyse zur Lawinenprognose finden sich bei ARMSTRONG und IVES (1976).

– Die **Hauptkomponentenanalyse** *(Principal Component Analysis – PCA)*, versucht ebenfalls aus einer Vielzahl statistischer Variablen eine geringere Zahl möglichst aussagekräftiger Variablen herauszufiltern.

– Weitere für die Lawinenvorhersage verwendete numerische Verfahren sind **Regressionsanalysen**, **Clusteranalysen**, **Künstliche Neuronale Netze** (Blackbox-Modell) etc. (siehe dazu auch Kap. 3.1.3)

Als ein Beispiel eines Versuchs mit einem statistischen Modell die Nassschneelawinenaktivität vorherzusagen, sei ROMIG (2004) bzw. ROMIG et al. (2004) erwähnt. Die Autoren erzeugten aus ursprünglich sieben Parametern, deren Werte an über 1.000 Tagen in **Bridger Bowl**, Montana (USA; Übergangsklimat) aufgezeichnet wurden, 68 Eingangsparameter für die Modelle. Es wurde in Tage mit Neuschnee (innerhalb der letzten 48 Stunden) und Tage ohne Neuschnee unterschieden. Für diese beiden Kategorien wurden alle Eingangsparameter auf eine signifikante Korrelation mit der Nassschnee-

lawinenaktivität überprüft. Dies geschah mit dem Ansatz des Zweistichproben-t-Tests. Anschließend wurde mit Hilfe einer logistischen Regression (Logit-Modell) ein Prognosemodell erstellt und dessen Prognosegüte geprüft. Für Tage ohne Neuschnee erwiesen sich die Parameter „*Tagesminimum der Lufttemperatur für den Vorhersagetag*“ und „*Setzung der Schneedecke in den letzten zwei Tagen*“ als am besten geeignet. Jedoch lag der Erfolg der Prognose eines Tages mit Nassschneelawinenaktivität lediglich bei 34 %. Für Tage mit Neuschnee erwiesen sich die Parameter „*Tagesminimum der Lufttemperatur für den Vorhersagetag*“ und „*kumulierte Neuschneehöhe der letzten drei Tage (als Wasseräquivalent)*“ als am besten geeignet. Der Erfolg dieses Modells ist jedoch nochmals deutlich kleiner als an Tagen ohne Neuschnee. In diesem Beispiel zeigt sich deutlich die Komplexität der Prognose von Nassschneelawinen (vgl. die Ausführungen in Kap. 4.4). Die Unterscheidung in Tage mit bzw. ohne Neuschnee erwies sich jedoch als gerechtfertigt, drei Parameter sind signifikant verschieden. Das Modell ist stark räumlich begrenzt.

3 Nearest-Neighbour-Methode

Die **Nearest-Neighbour-Methode** stellt eine nichtparametrische Methode dar, die aus einer Datenbank die einem vorgegebenen Datenset ähnlichsten Datensets auswirft (HENDRIKX et al. 2005). Eine Software zur Lawinenvorhersage basierend auf der Nearest-Neighbour-Methode (**NXD**) wurde bereits in den 1980er Jahren am SLF entwickelt (BUSER 1983, BUSER 1989). Das Modell liefert als Ergebnis die zehn ähnlichsten Tage, indem es die aktuellen Eingangsparameter mit den Werten aller in der Datenbank gespeicherten Datensets vergleicht. Die Nachfolge-Software **NXD2000** (lokale Vorhersage) und **NXD-REG** (regionale Vorhersage) ist in 25 Gebieten weltweit (Stand 2002) im Einsatz. Die Evaluierung des Modells ergab eine Übereinstimmung mit der offiziellen Lawinenvorhersage durch das SLF an 52 % aller Tage (GASSNER und BRABEC 2002).

Im Jahr 1998 wurde mit dem Modell im österreichischen Einsatzgebiet der Lawinenwarndienste der Österreichischen Elektrizitätswirtschafts-Aktiengesellschaft – Verbundgesellschaft (heutige VERBUND Hydro Power AG) eine Treffergenauigkeit („Lawinentag“ oder „Nicht-Lawinentag“) von knapp 70 % erreicht (VERBUND 1998). Im ab dem Jahr 1998 entwickelten Lawinenprognosemodell **NAFT**, das für den Einsatz bei den Lawinenwarndiensten der VERBUND Hydro Power AG in Österreich entwickelt wurde, wurden ebenfalls Verfahren der Nearest-Neighbour-Methode implementiert (siehe Kap. 3.1.3) (VERBUND 1998).

4 Expertensysteme (XPS):

Expertensysteme (*expert systems*) sind wissensbasierte Modelle. Sie kommen als ein Teilgebiet der symbolischen Mathematik und als eine Methode der „Künstlichen Intelligenz“ bei komplexen Fragestellungen zur Anwendung, deren Problemlösungsvorgänge nicht bzw. nur schwer als mathematische Funktionen ausgedrückt oder mit Algorithmen beschrieben werden können (MERTENS et al. 2005, McCLUNG und SCHAERER 2006). Ein Expertensystem kann für ein eng begrenztes Fachgebiet Expertenwissen speichern und ein Problem durch logische Schlussfolgerungen lösen (VERBUND 1998).

Der Kern eines Expertensystems ist eine *Wissensbasis* in der das fachspezifische Wissen in Form von Wenn-Dann-Beziehungen (*if-then rules*) elektronisch verwertbar abgebildet ist (ZISCHG et al. 2005). Der Output sind Handlungsempfehlungen, die aus der Wissensbasis abgeleitet werden, ähnlich jenen Handlungsempfehlungen die ein menschlicher Experte aufgrund seines Fachwissens und seiner Erfahrung geben würde. Ein Expertensystem besitzt die Fähigkeit eine Wissensbasis zu erstellen und zu verbessern (*Wissenserwerbskomponente*), zu verarbeiten (*Problemlösungskomponente*) und dem Nutzer verständlich zu machen (*Erklärungskomponente*). Man kann zwischen *regelbasierten* (z. B. „Wenn A stattfindet, dann tritt B ein“), *fallbasierten* (Falldatenbank inklusive Lösungen) und Kombinationen beider unterscheiden (MERTENS et al. 2005).

Die Grundidee des Einsatzes von Expertensystemen in der Lawinenprognose ist es, die Art und Weise nachzubilden, in der ortskundige Experten eine Einschätzung der Lawinengefahr vornehmen (SCHWEIZER und FÖHN 1994, VERBUND 1998).

SCHWEIZER und FÖHN (1994) entwickelten zwei verschiedene regionale Expertensysteme für das gleiche Prognosegebiet (Raum Davos, Kanton Graubünden, Schweiz). Das Modell **DAVOS** entspricht eher einem statistischen Modell, das Modell **MODUL** eher einem deterministischen, beide stellen eine Kombination aus regelbasiertem und fallbasiertem System dar. Während der mehrjährigen Testphase wurden die Modelle evaluiert, indem der vorab prognostizierte Lawinengefahrengrad mit dem am Prognosetag tatsächlich vorhandenen Lawinengefahrengrad verglichen wurde. Die Prognosegüte des Modells DAVOS lag bei etwa 60 %, jene des Modells MODUL zwischen 70 und 75 %. In jedes Modell wurden als Inputparameter Wetterdaten und Daten zum Schneedeckenaufbau aufgenommen, wobei sich zeigte, dass letztere den gewichtigeren Einfluss auf das Ergebnis haben. Weitere Inputvariable sind Relief, beobachtete Lawinenabgänge, Ergebnisse von Stabilitätstests und historische Daten. Das Modell MODUL erzielte bessere Ergebnisse, da einerseits die Problemlösung schrittweise erfolgt (elf Module) und

andererseits insgesamt zwar mehr, je Modul jedoch vergleichsweise weniger Inputvariable verwendet wurden. Durch die modulare Bauweise des Modells wird dem Prognostiker größere Transparenz geboten und Entscheidungsgewalt eingeräumt. In beiden Modellen wurde der Fokus auf die Gefahr durch trockene Schneebrettlawinen gelegt.

ZISCHG et al. (2005) entwickelten ein lokales Modell zur Ermittlung der zeitlichen Variabilität des Auftretens von nassen Schneebrettlawinen für einen Straßenabschnitt in der italienschen Ortler-Region (Suldental), basierend auf einem regelbasierten **Fuzzy-Logic-Expertensystem** (Erklärung Fuzzy-Logic siehe Kap. 3.1.3). Die Inputparameter bestehen aus meteorologischen, topografischen und nivologischen Daten in Form numerischer oder linguistischer Variablen. Die Stichprobe umfasst den Datensatz eines Winters (2000/01). Die Stichprobengröße ist somit für statistische Auswertungen zu gering. Stattdessen führen die Autoren regelbasiertes Expertenwissen ein und verwenden die Ausgangsdaten lediglich zur Kalibrierung des Expertensystems. Der Output des Systems ist ein Nassschneelawinen-Gefahrenpotential und ein Schadenspotential in Form einer Wahrscheinlichkeit der Klassenzugehörigkeit zur Klasse „keine Nassschneelawine zu erwarten“ und „Nassschneelawine zu erwarten“ mit Werten jeweils zwischen 0 und 1. Je gegenläufiger die Klassenergebnisse, desto deutlicher ist die Zugehörigkeit zu einer Klasse und somit die Aussage zur Lawinengefahr. Ein und derselbe Tag sind somit zu beiden Klassen zugehörig (Fuzzy Logic), jedoch mit unterschiedlicher Wahrscheinlichkeit. Das Modell besteht aus drei Modulen: Das erste Modul ermittelt aufgrund der meteorologischen und nivologischen Inputparameter die generelle Wahrscheinlichkeit der Auslösung einer Nassschneelawine. Das zweite Modul wählt aufgrund der topografischen Parameter jene Lawinenbahnen aus, die unter den gegebenen Bedingungen eine potentielle Gefahr für die Straße darstellen und erstellt eine Lawinengefährdungskarte. Das dritte Modul schließlich ermittelt die potentielle Anzahl gefährdeter Personen in Abhängigkeit vom Verkehrsaufkommen. Das Modell arbeitet mit nur zehn Regeln und nur sieben Inputvariablen[19], ist jedoch gemäß der Validierung im Winter 2000/2001 in der Lage das System relativ genau zu approximieren (vgl. Kap. 4.4).

Weitere Expertensysteme zur Lawinenvorhersage sind beispielsweise das lokale Schweizer Modell **AVALOG** (BOLOGNESI et al. 1994) und das französische Modell **ELSA** (BUISSON und CHARLIER 1993), auch das Lawinenprognosemodell **NAFT** (VERBUND 1998, siehe Kap. 3.1.3) beinhaltet ein Fuzzy-Logic-Expertensystem.

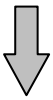
[19] Wasserinfiltration in die Schneedecke, Tagesminimum und -mittelwert der Lufttemperatur, Schneehöhe, Schneetemperatur in 30 cm Tiefe, Seehöhe bis zu jener die Schneedecke als nass eingeschätzt wird, Hangexposition zur Sonne

5 Entscheidungsbäume:

Der durchaus vielversprechende Einsatz von Entscheidungsbäumen (*Classification and Regression Trees – C & RT)* in der Lawinenvorhersage wurde in HENDRIKX et al. (2005) und in BAGGI und SCHWEIZER (2009) untersucht.

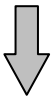
Moderne Modelle zur Lawinenvorhersage sind für gewöhnlich Hybridsysteme und versuchen die Vorteile mehrerer der oben genannten Methoden zu vereinen. Zusätzlich sind Modelle zur Lawinenabbruchsprognose meist mit weiteren Modellen kompatibel. In einem Software-Paket werden üblicherweise mehrere Modelle kettenartig miteinander verknüpft, wobei das vorangegangene Modell die Inputwerte für das darauffolgende Modell zur Verfügung stellt:

1. **Meteorologisches Modell**



2. Modell zur **Modellierung des Schneedeckenaufbaus**

   z. B. SNOWPACK (BARTELT und LEHNING 2002) – eine Kurzbeschreibung dieses Modells findet sich in Kap. 2.13.



3. **Modell zur Lawinenabbruchsprognose**

   [Gegenstand dieses Kapitels]

4. **Modell zur Lawinenauslaufprognose**

   z. B. SamosAT (GRANIG und OBERNDORFER 2008), ELBA+ (VOLK 2004), AVAL-1D (CHRISTEN et al. 2002), RAMMS (CHRISTEN et al. 2010) etc.[20]

[20] Diese physikalisch-dynamischen Modelle werden unter anderem bei der Erstellung von Gefahrenzonenplänen eingesetzt. Es werden unterschiedliche Modelle für Staub- und Fließlawinen verwendet und ihre Auslauflängen und Anpralldrücke errechnet. Eine derartige Simulation für Nassschneelawinen ist jedoch, vor allem aufgrund der unregelmäßigen Ablagerungsmuster (siehe Kap. 2.7), derzeit mit keiner Software mit zufriedenstellendem Ergebnis möglich. Es existieren aktuell somit keine Berechnungsmodelle für Auslauflängen und Anpralldrücke von Nassschneelawinen (RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

Ein Beispiel für ein Gesamtmodell aus drei aufeinander aufbauenden Teilmodellen ist das französische **SAFRAN/ CROCUS/ MEPRA** (GIRAUD 1992). Das *meteorologische Modell* SAFRAN verarbeitet meteorologische Inputdaten aus einer Vielzahl von Quellen (nationale und internationale meteorologische Modelle, Wetterstationen etc.) und transponiert diese auf das mesoskalige Betrachtungsgebiet. SAFRAN liefert stündliche Inputdaten für das deterministische *Schneedeckenmodell* CROCUS, das die Entwicklung der Schneedecke berechnet. Schlußendlich leitet das Expertensystem MEPRA aus den von CROCUS zur Verfügung gestellten Daten die Stabilität der Schneedecke und ein Lawinenrisiko ab (*Lawinenabbruchsprognose*) (SCHWEIZER und FÖHN 1994, COLEOU et al. 2009). Das Gesamtmodell SAFRAN/ CROCUS/ MEPRA ist eines der wenigen Modelle, dass auf der (berechneten) Schneedeckenstabilität aufbaut (SCHWEIZER und WIESINGER 2001).

Für die tägliche Praxisanwendung sind jedoch viele der in diesem Kapitel vorgestellten Modelle nur bedingt tauglich. Aufgrund der hohen Komplexität, der meist geringen Benutzerfreundlichkeit und dem benötigten Zeitaufwand zur permanenten Aktualisierung der Systeme werden sie in vielen Fällen durch den lokalen Prognostiker nicht angewandt, was unter anderem am Beispiel des Modells NAFT ersichtlich ist (siehe Kap. 3.1.3). In den letzten Jahren ist daher ein Trend zur Vereinfachung der Systeme zu erkennen, um dem Prognostiker und anderen fachkundigen Anwendern eine effektive Hilfe in der täglichen Lawinenvorhersage zu bieten. Ein gelungenes benutzerorientiertes System, das jedoch vorrangig auf den Gebrauch durch Wintersportler abseits der Pisten abzielt, ist der **Danger Analyzer** (enthalten auf der CD *White Risk*, SLF 2006).

Als Abschluss dieses umfangreichen Kapitels soll angemerkt werden, dass es ein Ziel dieser Arbeit ist (Ziel 3, Kap. 1.5) dem Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach ein einfaches, benutzerorientiertes Instrument zur Unterstützung bei der Prognose von Nassschneelawinen zur Verfügung zu stellen.

2.15 Schutzmaßnahmen vor Nassschneelawinen

In diesem Kapitel werden Schutzmaßnahmen vor Lawinen aufgelistet ohne auf Details einzugehen und ohne Anspruch auf Vollständigkeit. Es wird ihre Tauglichkeit hinsichtlich des Spezialfalls der Prävention vor Nassschneelawinen beurteilt. Da in einem Lawinenstrich im Laufe der Jahre im Normalfall unterschiedliche Lawinentypen möglich sind, ist eine Dimensionierung der Schutzmaßnahmen auf Nassschneelawinenereignisse stets mit einer Bemessung auf trockene Staub- oder Fließlawinen zu kombinieren. Häufig werden auch verschiedene Schutzmaßnahmen miteinander kombiniert um den Schutz zu maximieren und/oder die Kosten zu minimieren.

Sämtliche Schutzmaßnahmen, mit Schwerpunkt auf den technischen Maßnahmen, werden in RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER (2011) dargestellt und ihre Dimensionierung erläutert.

2.15.1 Permanente Schutzmaßnahmen

Unter permanenten Schutzmaßnahmen versteht man „dauerhaft wirksame technische, forstliche und raumplanerische Maßnahmen“ (LAND TIROL 2000, 107) um die Lawinengefahr auf ein verträgliches Maß zu reduzieren. Sie bedingen einen hohen Aufwand an Entwicklungs-, Errichtungs- und Erhaltungskosten, erfordern im Gegenzug jedoch keine tägliche Beurteilung der Lawinengefahr (McCLUNG und SCHAERER 2006).

1 Aktive permanente Schutzmaßnahmen:

– **Stützbauwerke** *(supporting structures)*:

Stützbauwerke stabilisieren die Schneedecke im Anbruchsgebiet und sollen die Auslösung einer Lawine unterbinden. Eine Stützverbauung kann aus Holz, Stahl oder Stahlbeton bestehen und in Form von Schneebrücken, Schneerechen oder Schneenetzen errichtet werden (LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006, RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

Sie sind als Schutz gegenüber jedem Lawinentyp geeignet, also auch gegenüber Nassschneelawinen. Nasser Schnee kann jedoch deutlich höhere Kräfte auf die Stützverbauung ausüben als trockener Schnee. Die höhere Dichte und das durch flüssiges Wasser begünstigte basale Schneegleiten erfordern eine ausreichende Dimensionierung.

Die Errichtung von Stützbauwerken ist unter anderem aufgrund der Unwegsamkeit des Geländes mit hohen Kosten verbunden, bietet jedoch die höchste Schutzwirkung aller technischen Maßnahmen (LAND TIROL 2000).

– **Schneezäune** *(snow fences)*:

Schneezäune, das am weitesten verbreitetste Beispiel von Verwehungsverbauten, sollen durch Wind verfrachteten Schnee zur Ablagerung bringen, ehe er in Lawinenanbruchsgebiete eingeblasen wird oder Wechten ausbilden kann (LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006). Durch Schneezäune an geeigneten Standorten kann die Schneehöhe im Anbruchsgebiet kleinräumig und in eher bescheidenem Ausmaß reduziert werden, was sich auf die für einen möglichen Nassschneelawinenabgang zur Verfügung stehende Schneemenge verringernd auswirken kann.

– **Ablenk-, Brems- und Auffangdämme sowie Lawinenbrecher** *(deflectors, retarders, arresters, splitters)*:

Diese technischen Maßnahmen sollen ihrem Namen gleich eine Lawine in ihrer Sturzbahn oder im Ablagerungsgebiet ablenken, bremsen, teilen (Energiedissipation) oder zum Stillstand bringen. Die Errichtung solcher Bauwerke ist, je nach Bauweise und lokaler Verfügbarkeit des Materials, mit moderaten bis hohen Kosten verbunden, kann aber, bei entsprechender Dimensionierung, hohe Schutzwirkung bieten (LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Derartige Bauwerke sind auch für Nassschneelawinen geeignet, jedoch ist auf eine von Trockenschneelawinen möglicherweise abweichende Lawinenbahn zu achten (vgl. fingerförmige Ablagerungen, Kap. 2.7). Auch der Anpralldruck von Nassschneelawinen ist im Vergleich zu jenem von Trockenschneelawinen deutlich verschieden (siehe Kap. 2.6.2).

In vielen Fällen kann diese Art von Verbauungsmaßnahmen einen sinnvollen Schutz vor Nassschneelawinen bieten. Der Typ der Bremsverbauung entfaltet seine Wirkung besonders bei den langsam fließenden, dichten Nassschneelawinen, jedoch kaum bei schnell fließenden Trockenschneelawinen mit geringer Dichte (McCLUNG und SCHAERER 2006).

– **Lawinengalerien** *(avalanche sheds, snow sheds, galleries)*:

Eine Lawinengalerie dient der Einhausung eines Verkehrsweges, um eine mögliche Lawine schadlos über den Verkehrsweg hinweg zu leiten. Lawinengalerien bieten Schutz vor jedem Lawinentyp, bedingen jedoch einen hohen Kostenaufwand bei der Herstellung (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Bei der Dimensionierung einer Lawinengalerie auf Nassschneelawinen ist mitunter auf eine höhere Normalkraft auf die Dachfläche infolge der größeren Dichte zu achten. Umfangreiche Versuche die an der Gleitfläche wirkenden Normal- und Schubkräfte von Trocken- und Nassschneelawinen zu quantifizieren und Richtwerte für die Dimensionierung von Lawinengalerien zu schaffen, wurden von PLATZER (2007) bzw. PLATZER et al. (2007) unternommen.

– **Objektschutz:**

Unter Objektschutz versteht man verschiedene Einzelmaßnahmen zum Schutz gefährdeter Gebäude oder Objekte (Strommasten, Seilbahnmasten etc.). Darunter fallen Ebenhöhen (Aufschüttungen vor Gebäuden zum Hinwegleiten einer Lawine über das Gebäude), lawinensichere Fenster und Fensterläden, verstärkte Rückwände von Gebäuden oder Spaltkeile (*splitting wedges*) zum Schutz von Masten oder Gebäuden aller Art (LAND TIROL 2000, RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

Objektschutzmaßnahmen können guten Schutz vor kleineren Nassschneelawinen bieten, sofern sie auf deren Anpralldruck (inkl. möglichen Fremdmaterials wie Felsblöcken, Baumstämmen etc.) bemessen sind. Bei kleineren Lawinen (kleine Geschwindigkeit) kann der Nassschneelawinenfall durchaus maßgebend sein (hohe Dichte).

– **Aufforstung und Pflege von Schutzwäldern** *(reforestation and forest management)*:

Einer vitalen Bewaldung kommt in Hinblick auf den Schutz vor Lawinen große Bedeutung zu (siehe Kap. 2.8.1.6) (LAND TIROL 2000). Die Wirkung des Waldes im Anbruchsgebiet und in der Lawinenbahn hat auch für den Schutz vor Nassschneelawinen große Bedeutung. Wiederaufforstung kann jedoch, aufgrund der standortbedingt schlechten Wuchsbedingungen, Jahrzehnte in Anspruch nehmen und hohe Kosten verursachen. Oft werden Aufforstungsmaßnahmen mit technischen Maßnahmen (z. B. Stützverbauungen oder Gleitschneeschutzmaßnahmen, wie Verpfählungen oder Gleitschutzböcke) kombiniert (McCLUNG und SCHAERER 2006, RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

2 Passive permanente Schutzmaßnahmen:

– **Gefahrenzonenplanung** *(hazard mapping)*:

Bei der Gefahrenzonenplanung werden auch mögliche Nassschneelawinenereignisse berücksichtigt. Die Festlegung der Lawinenbahn und des Ablagerungsgebietes einer Nassschneelawine ist aufgrund der gewundenen, zungen- oder fingerförmigen Form des Ablagerungsgebietes (siehe Kap. 2.7) mitunter schwieriger als bei Trockenschneelawinen. Der Gefahrenzonenplan ist ein wirkungsvolles raumplanerisches Instrument die Gefahr von Schäden durch Naturgefahren zu minimieren.

2.15.2 Temporäre Schutzmaßnahmen

Temporäre Schutzmaßnahmen umfassen „jene Maßnahmen, die kurzfristig und abgestimmt auf Zeitpunkt, Ort und Ausmaß der Lawinengefahr eingesetzt werden“ (LAND TIROL 2000, 115). Sie können permanente Schutzmaßnahmen ersetzen oder ergänzen (LAND TIROL 2000). Ihr Vorteil liegt in ihrer Flexibilität und den geringeren Kosten, jedoch erfordern sie eine kontinuierliche Überwachung der Verhältnisse und Einschätzung der Lawinengefahr. Temporäre Maßnahmen stellen bei guter Prognosequalität eine deutlich bessere Adaption an die Lawinengefahr dar (ZISCHG et al. 2005, McCLUNG und SCHAERER 2006).

1 Aktive temporäre Schutzmaßnahmen:

– **Sperren** *(closure)*:

Das Sperren von Straßen, Skipisten etc. bei Lawinengefahr unterliegt dem Verantwortlichen (Bezirkshauptmann, Bürgermeister, Betriebsleiter etc.) unter Beratung durch die zuständige Lawinenkommission. Die Sperre von Verkehrswegen erfolgt üblicherweise durch Schranken oder Lichtsignale (LAND TIROL 2000). In einzelnen Fällen erfolgt eine automatische Sperre kurzer gefährdeter Straßen- oder Eisenbahnabschnitte bei einem Lawinenabgang (z. B. durch Erschütterungssensoren, Geophone, Abreißdrähte, Radar etc.) (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Das Sperren von gefährdeten Streckenabschnitten aufgrund von (Nassschnee-) Lawinengefahr stellt für Personen, unter Einhaltung des Zutrittsverbots, naturgemäß den wirkungsvollsten Schutz dar. Infrastruktur im gesperrten Bereich wird durch diese Maßnahme jedoch nicht vor Schäden bewahrt. Durch die Sperre von Verkehrswegen können auch große Probleme und hohe Kosten entstehen (Abschneiden der Versorgungswege, Produktionsentfall etc.). Eine Sperre ist somit mit weitreichenden Konsequenzen verbunden und stellt für den Verantwortlichen eine herausfordernde Entscheidung dar, die jedoch nicht von wirtschaftlichen oder politischen Überlegungen beeinflusst sein darf.

Trotz der schwierigen exakten Vorhersage ist in vielen Fällen (bei Fehlen technischer Verbauungsmaßnahmen) das Sperren gefährdeter Bereiche (Straßen, Eisenbahntrassen, Skipisten, Versorgungswege etc.) die einzige wirkungsvolle Schutzmaßnahme bei Nassschneelawinengefahr (TECHEL 2010b).

– **Evakuieren** *(precautionary evacuation)*:

Das Evakuieren von einzelnen Gebäuden oder ganzen Ortsteilen unterliegt ebenfalls der Verantwortung des Bürgermeisters, Betriebsleiters etc. und hat nach vorab ausgearbeiteten Evakuierungsplänen zu erfolgen. Das Evakuieren von Gebäuden stellt für das persönliche Leben oder den wirtschaftlichen Produktionsprozess eine einschneidende Maßnahme dar und ist somit mit weitreichenden Konsequenzen und Herausforderungen verknüpft (LAND TIROL 2000).

Ist eine Evakuierung aufgrund von (Nassschnee-)Lawinengefahr vollzogen, bietet sie, ähnlich wie das Sperren, maximalen Schutz für menschliches Leben, jedoch keinen Schutz für Infrastruktur und Bausubstanz. Da die Vorhersage von Nassschneelawinen schwieriger ist als jene von Trockenschneelawinen und die Akzeptanz der Bevölkerung am Ende des Winters und ohne sichtbare Zeichen winterlicher Gefahren gering ist (Regen und hohe Temperaturen anstatt viel Neuschnee und tiefer Temperaturen), ist die Umsetzung einer Evakuierung bei Gefahr durch Nassschneelawinen mitunter nur erschwert möglich.

– **Künstliche Lawinenauslösung** *(avalanche control by explosives)*:

Durch eine künstlich aufgebrachte Zusatzbelastung kann in einer instabilen Schneedecke zu einem gewollten Zeitpunkt eine Lawine ausgelöst werden. Die Zusatzbelastung kann der Schneedecke durch Abtreten, Einschieben größerer Schneemengen, Kipptische (z. B. ARE ®), Absprengen oder Abschießen zugefügt werden. Am gebräuchlichsten ist die künstliche Auslösung durch Sprengstoffe (z. B. Lawinit). Mögliche **Sprengmethoden** sind Handsprengung, Sprengung aus dem Helikopter, Sprengseilbahnen, Gratausleger, Sprengmasten, Werferanlagen (z. B. Lawinenpfeife, Lawinenorgel etc.), Gaskanonen (z. B. Gazex ®) etc. Der Einsatz von Militärwaffen zur Lawinensprengung ist in Österreich rechtlich untersagt, in anderen Ländern aber durchaus üblich (z. B. Schweiz, USA etc.) (LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006, RUDOLF-MIKLAU und SAUERMOSER 2011).

Durch die künstliche Auslösung von Lawinen sollen instabile Schneedecken unter kontrollierten und gesicherten Verhältnissen zum Abgang gebracht werden. Das mehrfache gewollte Auslösen kleinerer Lawinen soll der Gefahr der spontanen Auslösung einer großen Lawine vorbeugen. Weiters kann der Erfolg oder Misserfolg einer künstlichen Lawinenauslösung auch wertvolle Informationen über die Stabilität der Schneedecke liefern (LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Durch die punktuelle Detonation erfolgt ein lokaler Initialbruch (Scherbruch) in einer Schwachschicht der Schneedecke, der sich, bei erfolgreicher Sprengung, in der Schwachschicht über weite Strecken entlang des Hanges fortpflanzt. Das Absprengen ermöglicht die künstliche Auslösung von **trockenen Schneebrettlawinen** (gute Bruchfortpflanzung in der Schwachschicht); **nasse Schneebrettlawinen** können aufgrund der geringen Bruchfortpflanzung (siehe Kap. 2.1.4) hingegen weniger häufig zur Auslösung gebracht werden. Durch künstliche Auslösung entstehende **Lockerschneelawinen** stellen wiederum keine ausreichende Sicherung des gesamten Hanges dar, da die Lockerschneelawine am Punkt der Detonation auslöst und keine Bruchfortpflanzung in andere Hangpartien erfolgt (LAND TIROL 2000, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Die künstliche Lawinenauslösung erfordert Erfahrung und Kenntnis der Lawinenkunde um den richtigen Zeitpunkt, den richtigen Ort und die richtige Methode auswählen und entsprechende Sicherungsmaßnahmen durchführen zu können (LAND TIROL 2000).

Der Spezialfall der **künstlichen Auslösung von Nassschneelawinen** soll nun im Folgenden behandelt werden:

Die kontrollierte künstliche Auslösung von Nassschneelawinen durch Sprengung ist schwierig (ARMSTRONG und IVES 1976, TECHEL 2010b) und stark vom exakten Zeitpunkt abhängig, da sich die Stabilität in einer nassen Schneedecke viel schneller ändert als in einer trockenen Schneedecke (GUBLER et al. 2011).

Die Fortpflanzung eines Scherbruchs benötigt in nassem Schnee um ein Vielfaches mehr Energie als in trockenem Schnee, wodurch eine Sprengung deutlich weniger effektiv ist bzw. größere Mengen Sprengstoff eingesetzt werden müssen. Ist die potentielle Schwachschicht erst einmal durchfeuchtet, ist es kaum möglich durch den Einsatz von Sprengstoff eine künstliche Auslösung herbeizuführen. Die Detonationsenergie wird in nassem Schnee zum größten Teil durch das flüssige Wasser absorbiert und reicht somit nicht aus um die Schwachschicht zu stören (FERGUSON 1985, McCLUNG und SCHAERER 2006).

Das Bruchfortpflanzungspotential nimmt bei beginnender Durchfeuchtung rasch ab (siehe Kap. 2.1.4), besonders rasch beispielsweise bei einsetzendem Regen auf Neuschnee. Dadurch ist das Zeitfenster für eine effiziente Sprengung sehr kurz (bis zu jenem Zeitpunkt, an dem die Schwachschicht durchfeuchtet wird) (McCLUNG und SCHAERER 2006).

Das geringe Bruchfortpflanzungspotential führt zu einem eingeschränkten Wirkungsradius der Sprengung. Somit sind große Ladungen und eine möglichst exakte Wahl des Zeitpunktes erforderlich, um die Wahrscheinlichkeit der künstlichen Auslösung einer Nassschneelawine zu erhöhen. Oft werden dabei nur lokale Entladungen in unmittelbarer Umgebung der Sprengstelle ausgelöst. Dies deutet zwar auf eine instabile Schneedecke hin, jedoch kann mit einer solchen lokalen Auslösung eine größere mögliche Anbruchsfläche nicht als gesichert gelten. Negative Sprengresultate können zudem nicht als positive Stabilitätstests betrachtet werden (GUBLER et al. 2011).

FERGUSON (1985) nennt Methoden aus der nordamerikanischen Praxis, die (teilweise) Erfolg bei der künstlichen Auslösung nasser Schneebrettlawinen zeigten:

- Sprengen von Felsen oder Lockerschnee oberhalb des vermuteten Anbruchgebiets der nassen Schneebrettlawine. Die dadurch ausgelöste Lockerschneelawine wirkt als Trigger für die Auslösung der nassen Schneebrettlawine hangabwärts.
- Platzieren von Sprengladungen vor dem ersten Schneefall im vermuteten Anbruchsgebiet. Bei beginnender Nassschneelawinensaison im Frühjahr werden die Ladungen gezündet (vorverlegte Minenfelder sind in Österreich jedoch gesetzlich verboten, LAND TIROL 2000).
- Sprengen am Morgen nach einer kalten, klaren Nacht, in der ein Teil des flüssigen Wassers in der Schneedecke gefroren ist, wodurch ein höheres Bruchfortpflanzungspotential vorhanden ist und die Schockwellen der Detonation bis zur Schwachschicht dringen können.

MACHIDA et al. (2008) berichten von erfolgreichen Versuchen zur künstlichen Lawinenauslösung in nassen Schneedecken in Japan. Hierzu wurden Sprengladungen in Bohrlöchern (angeordnet in einem Raster von 2,0 x 2,0 m) direkt über dem Boden oder, bei Vorhandensein einer harten Schneeschicht, direkt über dieser, gleichzeitig zur Explosion gebracht. Durch die Detonation wird die gesamte Schneeschicht aufgelockert und zur Auslösung gebracht. Die großflächige Praxistauglichkeit dieser Versuche ist jedoch anzuzweifeln, da der gefährdete Hangbereich betreten werden muss und eine große Anzahl Sprengladungen vergraben werden müsste.

In den letzten Jahren konnten die Erfolge der künstlichen Auslösung von Nassschneelawinen etwas gesteigert werden. Als besonders erfolgversprechend erscheint die Sprengung kurz nach Sonnenuntergang, wenn der nasse Schnee oberflächlich gefriert.

Diese Methode nützt das Phänomen der Nassschneelawinen-Auslösung bei beginnender Beschattung (siehe Kap. 2.5.9, Pkt. 4) (GUBLER et al. 2011, OBERHAMMER o. J.).

Gleitschneelawinen können durch Sprengung kaum ausgelöst werden (GUBLER et al. 2011), da sie einen von Schneebrettlawinen grundverschiedenen Auslösemechanismus besitzen (Zugbruch statt Scherbruch). Zudem erfolgt das Abgleiten auf einer Schmierschicht statt einer Schwachschicht (siehe Kap. 2.5.4), die durch die Schockwellen der Detonation nicht gestört werden kann. Laut NAIRZ (2010) sind Sprengmaßnahmen, die unterhalb von Gleitschneemäulern erfolgen, für die Auslösung von Gleitschneelawinen wirkungslos. SIMENHOIS und BIRKELAND (2011) nennen als einzige Möglichkeit das Platzieren großer Sprengstoffmengen mit Helikoptern am unteren Ende potentiell abgleitender Schneetafeln.

Allgemein könnte das Erfordernis des Sprengens von Nassschneelawinen in Zukunft aufgrund der globalen Klimaerwärmung größere Bedeutung erlangen (siehe Kap. 2.9.2), was zu einer Verkomplizierung der Lawinensprengung führen könnte (LAZAR und WILLIAMS 2010).

2 Passive temporäre Schutzmaßnahmen:

– **Vorhersage und Warnung** *(avalanche forecasting and warning)*:

Die Vorhersage der (Nassschnee-)Lawinengefahr und Warnung vor ebendieser unterliegt dem Lawinenwarndienst und den Lawinenkommissionen. Diese verlautbaren Warnungen für nicht gesicherte Bereiche. Das Begehen, Befahren oder Arbeiten in diesen ungesicherten Bereichen unterliegt schlussendlich der Eigenverantwortung. Die Warnung kann vor Ort (durch Personal, Lawinenwarnleuchte etc.) oder nicht vor Ort (durch TV, Radio, Internet etc.) erfolgen. Die Prognosegenauigkeit für Nassschneelawinen ist jedoch bescheiden (WIESINGER persönliche Mitteilung).

– **Saisonale Straßensperren** *(seasonal road closures)*:

Aufgrund von Lage und Exposition sowie fehlender technischer Schutzmaßnahmen können lawinengefährdete Straßen oder Straßenabschnitte (Bergstraßen, Passstraßen etc.) saisonal gesperrt werden. Eine saisonale Sperre wird meist für die gesamte Wintersaison durch die zuständige Behörde verhängt und kann je nach den örtlichen Gegebenheiten bis weit ins Frühjahr hinein reichen, wodurch auch die Nassschneelawinensaison inbegriffen ist. Die Sperre darf erst aufgehoben werden, wenn keine Gefahr durch (Nassschnee-)Lawinen mehr zu erwarten ist. Um eine frühere Öffnung zu ermöglichen, werden oft zusätzliche Maßnahmen (z. B. künstliche Auslösung etc.) gesetzt.

2.15.3 Eignung der Schutzmaßnahmen vor Nassschneelawinen

In folgender Tabelle wird eine Übersicht der in Kap. 2.15.1 und 2.15.2 vorgestellten Schutzmaßnahmen gegeben. Zusätzlich wird der Versuch einer Einschätzung der Eignung für den Schutz vor Nassschneelawinen im Vergleich zur Eignung für den Schutz vor Trockenschneelawinen angestellt.

Tabelle 2.6: Übersicht gängiger Schutzmaßnahmen und deren Eignung als Schutz vor Trockenschneelawinen bzw. Nassschneelawinen (●●● gut geeignet, ●● teilweise geeignet, ● kaum geeignet)

Schutzmaßnahmen	Eignung gegen Trockenschneelawinen	Eignung gegen Nassschneelawinen
Aktive permanente Maßnahmen:		
Stützverbauung	●●●	●●●
Verwehungsverbauung (Schneezäune etc.)	●●	●
Ablenkdämme	●●	●●●
Bremsverbauung	●●	●●●
Auffangdämme	●●	●●●
Lawinenbrecher	●●	●●●
Lawinengalerien	●●●	●●●
Objektschutz	●●	●●
Forstliche Maßnahmen	●●	●●
Passive permanente Maßnahmen:		
Gefahrenzonenplanung	●●●	●●●
Aktive temporäre Maßnahmen:		
Sperren	●●	●●
Evakuieren	●●	●
Künstliche Auslösung	●●	●
Passive temporäre Maßnahmen:		
Vorhersage und Warnung	●●	●
Saisonale Straßensperren	●●●	●●●

3 DATENAUSWERTUNG

3.1 Herkunft der Daten

3.1.1 Angaben zum Daten-Eigentümer

Die **VERBUND Hydro Power AG (VHP)** ist eine Tochtergesellschaft der Holding VERBUND AG. Sie ist dem *Geschäftsfeld Erzeugung Wasserkraft* zugeordnet und betreibt ausschließlich Wasserkraftwerke. Sie ist in drei Bereiche, nämlich *Betrieb*, *Instandhaltung* und *Projekte* sowie in *kaufmännische Services* gegliedert. Die Werksgruppe Kaprun-Salzach ist organisatorisch dem Bereich *Betrieb* zugeordnet (VHP 2011).

Im Kapruner Tal wurde bereits im Jahr 1938 mit der Erschließung der alpinen Wasserkräfte begonnen. Im Oktober 1944 ging die Hauptstufe Kaprun mit dem Hilfsspeicher Wasserfallboden in Betrieb. 1955 wurde das Kraftwerk Kaprun-Oberstufe fertig gestellt. Im Laufe der folgenden Jahrzehnte wurden die Kraftwerke der **Werksgruppe Kaprun-Salzach** ständig erweitert (VHP 2011). Die Kraftwerksgruppe Kaprun besteht heute aus (VHP 2011):

- *Kaprun-Oberstufe* (Wasser aus den Speichern Mooserboden und Margaritze):
  - Pumpspeicherkraftwerk Limberg
  - Pumpspeicherkraftwerk Limberg II (Inbetriebnahme 2011)
- *Kaprun-Hauptstufe* (Wasser aus dem Speicher Wasserfallboden)
- *Kraftwerk Klammsee* (Laufkraftwerk zur Eigenbedarfsversorgung)

Die Speicherkraftwerke Kaprun verfügen heute insgesamt über eine Turbinenleistung von 833,3 MW (inkl. Limberg II) und erzeugen im Jahr im Durchschnitt 775 Mio. kWh Strom (exkl. Limberg II) (VHP 2011).

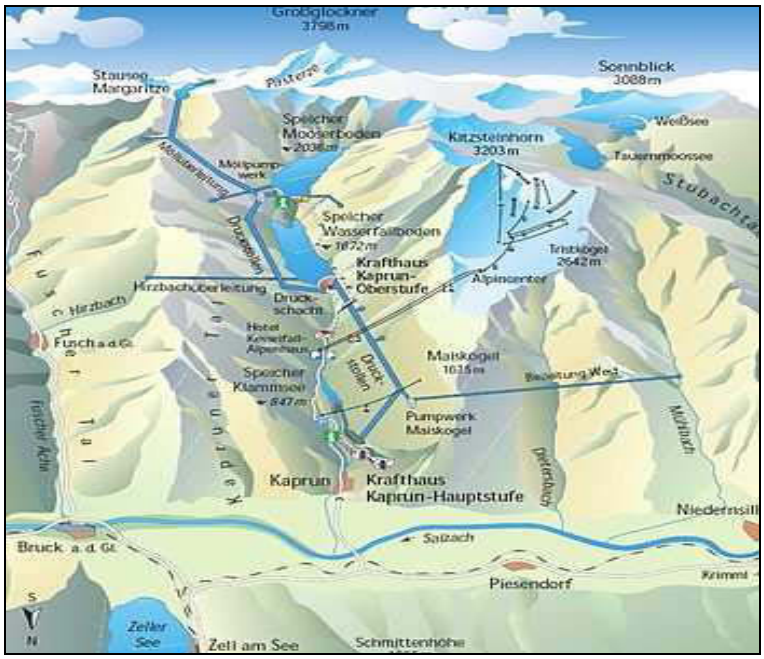


Abbildung 3.1: Lageplan der Kraftwerksgruppe Kaprun (Bild: VHP 2011)

Der **Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach** wurde 1956 während dem Bau der Kraftwerksgruppe Glockner-Kaprun als „Betriebslawinenwarndienst der Tauernkraftwerke Kaprun“ gegründet und war der erste Lawinenwarndienst Österreichs[21]. Die Notwendigkeit seiner Einrichtung lag in den zahlreichen durch Lawinen zu beklagenden Todesopfern während der Bauzeit begründet (VOLLSINGER 1997). Das Arbeitsinspektorat Salzburg forderte die Einrichtung eines Lawinenwarndienstes, nachdem bis Ende 1955 44 Mitarbeiter ums Leben kamen. In den darauf folgenden 23 Jahren (inklusive der Bauzeit der Kraftwerke im Zillertal) war nur ein einziger tödlicher Lawinenunfall zu verzeichnen (NEMETZ 1980).

Heute besteht der Lawinenwarndienst aus eigens dafür ausgebildeten Mitarbeitern, die diese Tätigkeit neben ihrer eigentlichen Berufsaufgabe im Unternehmen ausüben (NEMETZ 1980). Während der Wintermonate wird am Morgen jedes Arbeitstages die aktuelle Lawinengefahr im gesamten Arbeitsgebiet beurteilt und für den Verlauf des Tages prognostiziert (VOLLSINGER 1997). Als wichtigste Informationsquellen dienen das Wissen der aktuellen Wintergeschichte, die Daten der betriebseigenen meteorologischen Stationen, Daten des amtlichen Lawinenwarndienstes des Landes Salzburg und beobachtete Lawinenabgänge. Mitarbeiter, die an Wintertagen im hochalpinen Gefahrenraum arbeiten, sind verpflichtet Informationen beim Lawinenwarndienst einzuholen. Bei entsprechender Notwendigkeit werden auch Schutzmaßnahmen durchgeführt, wie das Absprengen von Lawinen oder das Sperren von Straßen oder Zufahrtswegen.

[21] Erster amtlicher Lawinenwarndienst war jener des Landes Tirol, eingerichtet 1960 (NEMETZ 1980)

3.1.2 Angaben zum Gebiet

Das **Kapruner Tal** ist ein von Süden nach Norden verlaufendes Seitental des Salzachtales in der Gebirgsgruppe der Hohen Tauern. Es befindet sich vollständig auf dem Gemeindegebiet der Gemeinde Kaprun im politischen Bezirk Zell am See des Bundeslandes Salzburg (Österreich).

Das **Klima** in den Hohen Tauern ist als Übergangsklima zwischen maritimen und kontinentalen Einflüssen zu bezeichnen. Das Lokalklima des Kapruner Tales wird hauptsächlich von Nordwest-Wetterlagen geprägt. Aufgrund seiner Lage (Nordstaulage der Hohen Tauern) ist das Klima niederschlagsreich. Der mittlere jährliche Gebietsniederschlag im Einzugsgebiet der Kapruner Ache beträgt 1.520 mm. In höheren Lagen des Kapruner Tales werden jedoch auch mittlere Jahresniederschläge von weit mehr als 2.000 mm verzeichnet. Das Lokalklima des Kapruner Tales ist zudem auch stark vom Südföhn geprägt (VOLLSINGER 1997, FÜRST 2007).

Das Kapruner Tal wird von der Kapruner Ache entwässert. Die Höhenlage ihres Einzugsgebietes erstreckt sich von etwa 800 bis 3.500 m. Der Zuständigkeitsbereich (Lage von Speichern, Kraftwerken, Zufahrtswegen etc.) des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach umfasst das hintere Kapruner Tal, welches hochalpinen Charakter besitzt (siehe Abbildung 3.2).

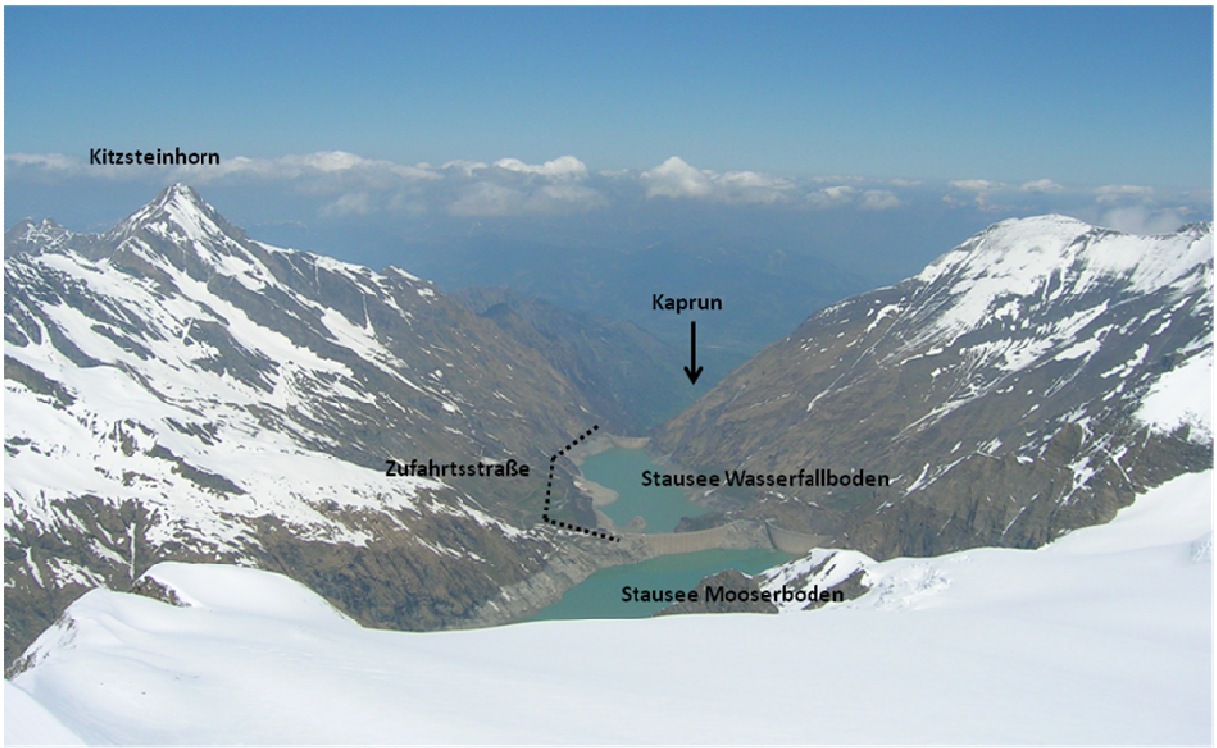


Abbildung 3.2: Überblick über das Kapruner Tal, Blickrichtung Norden (eigene Aufnahme, Mai 2011)

Der Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach[22] erstellte bereits im Jahr 1971 (Erweiterung 1973) einen **Lawinenkataster** für das Kapruner Tal (TKW 1973). In diesem Lawinenkataster werden **43 Lawinenbahnen** ausgewiesen, benannt und nummeriert. Die Nummerierung erfolgt beginnend am Talschluss „von hinten nach vorne". Die Lawinenbahnen an der orografisch linken Talseite (Osthänge) bekommen ungerade Nummern (Nr. 1 bis 43; insgesamt 24 Lawinenbahnen), jene an der orografisch rechten Talseite (Westhänge) gerade Nummern (Nr. 2 bis 38; insgesamt 19 Lawinenbahnen). Diese Nummerierung wird in der gegenständlichen Arbeit übernommen. Eine Auflistung aller Lawinenbahnen und deren grobe Charakterisierung findet sich in Tabelle 3.1, Kap. 3.2.1.

3.1.3 Lawinenprognose durch den Betriebslawinenwarndienst und das Projekt NAFT

Die Lawinenvorhersage durch den Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach erfolgt derzeit großteils nach den Methoden der **konventionellen Lawinenvorhersage** (siehe Kap. 2.14).

Zusätzlich wurde Ende der 1990er Jahre das **Projekt New Avalanche Forecasting Technologies (NAFT)** ins Leben gerufen. Der Endbericht wurde 1998 verfasst (VERBUND 1998) und das NAFT-Modell mit entsprechender Benutzeroberfläche auf den Rechnern des Lawinenwarndienstes installiert und zur Benutzung im Regelbetrieb freigegeben. Das NAFT-Modell wurde jedoch aufgrund seiner Benutzungskomplexität und Wartungsproblemen in den darauf folgenden Jahren immer seltener für die tägliche Lawinenprognose herangezogen. Derzeit wird es kaum noch verwendet, der Lawinenwarndienst ist großteils zu den konventionellen Methoden der Vorhersage zurückgekehrt.

Da beim NAFT-Modell eine Vielzahl statistischer Auswerteverfahren angewandt und anhand eines umfassenden Datenkollektivs getestet wurden, wird im Folgenden ein kurzer Überblick über das Modell gegeben und die Trefferquoten der einzelnen Verfahren miteinander verglichen. Dies geschieht auch in Hinblick auf die Möglichkeiten der Auswertung und Eignung der Auswerteverfahren für die Fragestellung in dieser Arbeit.

New Avalanche Forecasting Technolgies (NAFT) (VOLLSINGER 1997, VERBUND 1998, KLEEMAYR et al. 2000):

Ziel des Projektes war es, die bestehenden Lawinenprognosemodelle zu verbessern und neue zu entwickeln. Die Modelle sollten an die örtlichen Gegebenheiten möglichst exakt

[22] damals Lawinenwarndienst des Kraftwerks Kaprun Oberstufe, Tauernkraftwerke Aktiengesellschaft

angepasst werden. Als Ausgangsdaten wurden Daten über die beobachteten Lawinenereignisse, meteorologische Daten sowie Einsinktiefe und Schneehöhe als Schneedeckenparameter herangezogen. Weitere Schneedeckendaten (Schneeprofile, Rammprofile etc.) konnten nicht in das Modell integriert werden, da sich herausstellte, dass die Interpretation und Beurteilung durch die Lawinenbeobachter zu uneinheitlich ist. Stabilitätsdaten (Scherversuche, Rutschblocktest etc.) würden eine direktere Aussage über die Stabilität der Schneedecke erlauben, konnten jedoch ebenfalls nicht herangezogen werden, da die Messungen nicht kontinuierlich durchgeführt werden können.

Die Kalibrierung und Evaluierung erfolgte mit dem umfangreichen Datenkollektiv der Aufzeichnungen des Lawinenwarndienstes der Werksgruppe Zillertal. Abschließend wurde die Übertragbarkeit auf andere Zielgebiete getestet (u. a. auch das Kapruner Tal). Hierbei zeigte sich, dass allgemein gültige Zusammenhänge zwischen Wettersituation und Lawinengefahr hergestellt werden konnten und die Prognosemodelle mit geringen Anpassungen auf andere Zielgebiete übertragbar sind, wodurch eine Implementierung in den Prognoseprozess auch des Lawinenwarndienstes der Werksgruppe Kaprun möglich wurde.

Im Rahmen des NAFT-Projektes wurden folgende Verfahren angewandt:

– **Regressionsanalysen**: Hierbei sind vor allem verallgemeinerte lineare Modelle und verallgemeinerte additive Modelle zur Anwendung gekommen. Die mit diesen Verfahren erzielte Gesamttrefferquote liegt etwa bei 70 %, die Fehltrefferquote bei 30 %.

– **Diskriminanzanalyse**: Die Diskriminanzanalyse lieferte Gesamttrefferquoten von etwas über 70 %. Lawinentage wurden in der Prognose in 20 % der Fälle nicht als solche erkannt.

– **Clusteranalyse**: Ziel der Clusteranalyse war die Datenzuordnung zu Gruppen. Die Daten innerhalb einer Gruppe sollten möglichst ähnlich sein (Tage mit gleichen Witterungsbedingungen), zwischen den Gruppen sollte möglichst keine Ähnlichkeit bestehen. Die weiteren statistischen Untersuchungen wurden nun nur mit den Daten der jeweiligen Gruppe durchgeführt, was eine höhere Prognosequalität erwarten ließ. Dies bestätigte sich allerdings nicht, da durch Aufsplittung der Daten in Gruppen das Datenkollektiv innerhalb der Gruppen zu gering wurde, um signifikante Aussagen treffen zu können. Die Anwendung der Clusteranalyse im NAFT-Modell wurde somit verworfen.

– Optimierung des NXD-Modells (**Nearest-Neighbour-Methode**): Das NXD-Modell (entwickelt durch das SLF, siehe Kap. 2.14) wurde bereits seit einigen Jahren bei der Tauernkraft in der Praxis mit teilweise beachtlichem Erfolg (vor allem aufgrund der hohen

Benutzerfreundlichkeit und der langen Zeitreihen) verwendet. Ziel dieses Projektteiles war es, durch eine Veränderung der Gewichtungen, im Sinne einer Adaptierung an die örtlichen Verhältnisse, eine Verbesserung der Prognose zu erreichen. Umfangreiche Untersuchungen und Variantenstudien zeigten jedoch, dass dies zu keiner signifikanten Steigerung der Prognosequalität führte. Die Nearest-Neighbour-Methode wurde in Form einer modifizierten Variante des NXD-Modells im NAFT-Modell implementiert.

– **Künstliche Neuronale Netzwerke**: Neuronale Netze sind aufgrund ihrer „Lernfähigkeit" geeignet, beinahe jede beliebige unbekannte Funktion zu approximieren, wobei der konkrete Algorithmus zur Lösung der Aufgabe erst gar nicht gefunden werden muss (Black-Box-Modell). Der Lernalgorithmus des verwendeten Programms basiert auf dem Back-Propagation-Algorithmus. Als Netz kam das Multilayer Perceptron zur Anwendung. Das Modell wurde für drei Datensätze (zwei aus dem Zillertal, einer aus Kaprun) in mehreren Varianten und unterschiedlicher Schrittanzahl getestet. Der beste Erfolg wurde jeweils bei einer Schrittanzahl zwischen 5.000 und 10.000 erzielt, längeres Lernen führte zu keiner weiteren Steigerung der Prognosequalität. Die Ergebnisse mit diesem Verfahren lieferten hohe Trefferquoten, wobei die Prognosegüte mit dem Kapruner Datensatz jener mit den Zillertaler Datensätzen etwas hinterherhinkt.

– **Fuzzy Logic Expertensystem**: Aus den meteorologischen Daten und qualitativen Aussagen über den Schneedeckenaufbau werden vom Expertensystem in der Lernphase Zusammenhänge mit der Lawinengefahr hergestellt. Diese Regeln werden dann in der Prognosephase zur Bewertung der Lawinengefahr herangezogen. Das System baut rein auf Messdaten und lokal spezifischen Einflussfaktoren (Expertenwissen) auf. Die Schlussfolgerungsmechanismen basieren auf dem Fuzzy-Logic-Prinzip. Dieses kann die Unsicherheit bzw. Unschärfe von umgangssprachlichen Beschreibungen wie „ein bisschen", „etwas", „ziemlich" etc. verarbeiten und nicht nur die Aussagen „richtig" und „falsch". Die Summe aus dem Wahrheitswert einer Aussage und dem ihrer Negation muss also nicht mehr den Wert 1 der klassischen Logik ergeben. Im Betrieb des Expertensystems kann die Wissensbasis ständig erweitert werden und somit einerseits eine Verbesserung der Prognosegüte und andererseits eine Adaptierung an andere Anwendungsgebiete erfolgen. Die Anwendung dieses regelbasierten Expertensystems lieferte eine ähnlich hohe Prognosegüte wie die Neuronalen Netze, vor allem bei räumlich begrenzten Anwendungen wie beispielsweise für einzelne Lawinenbahnen. Es konnten Gesamttrefferquoten von 80 % bei Fehltrefferquoten von 20 % erzielt werden.

Die **Prognosegüte** der einzelnen Modelle wurde jeweils anhand der Gesamttrefferquote, der Trefferquote an Lawinentagen und der Trefferquote an Nicht-Lawinentagen beurteilt. Die

besten Ergebnisse lieferten die *Neuronalen Netze* und das *Fuzzy Logic Expertensystem*. Die Prognosegüte, die mit der *Diskriminanzanalyse* erzielt werden konnte, ist etwas geringer, jedoch immer noch deutlich besser als jene erzielt mit der *Nearest-Neighbour-Methode*. Die *Regressionsanalyse* lieferte die schwächsten Ergebnisse, birgt aber trotzdem, vor allem aufgrund ihrer Robustheit, interessante Perspektiven für die Zukunft.

Die konkreten Ergebnisse (Lawinenrisiko) aller Verfahren für den jeweiligen Prognosetag sowie das gemittelte Gesamtrisiko werden als Output des Lawinenprognosemodells NAFT dem Prognostiker zur Verfügung gestellt.

3.2 Beschreibung, Qualität und Aufbereitung der Datensätze

In diesem Kapitel wird jenes Datenmaterial vorgestellt, das für dieses Gebiet zur Verfügung steht und für die Untersuchungen in dieser Studie Relevanz besitzt bzw. verwendet wird. Es wird zunächst der jeweilige Datensatz beschrieben, die Datenqualität charakterisiert und schließlich die Datenaufbereitung für die Verwendung in den in Kap. 3.3 angeführten Analyseverfahren, insbesondere das Verfahren der logistischen Regression, dargestellt.

3.2.1 Topografische Daten

Der Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach[23] erstellte bereits im Jahr 1971 (Erweiterung 1973) einen Lawinenkataster (TKW 1973). In diesem sind alle Lawinenbahnen des Kapruner Tales nummeriert, benannt und beschrieben (siehe Kap. 3.1.2). Zusätzlich gibt es Fotografien mit eingetragenem Anbruchsgebiet, Transportzone und Ablagerungsgebiet für alle Lawinenbahnen. Aus dem Lawinenkataster und zusätzlichen Informationen aus topografischen Karten (BEV 1999), Fotografien, einem Ortsaugenschein sowie der Einschätzung ortskundiger Personen können die einzelnen Lawinenbahnen grob charakterisiert werden (siehe Tabelle 3.1). Die Eigenschaften der Lawinenbahnen dienen mitunter als Grundlage für andere Parameter (siehe unten).

[23] damals Lawinenwarndienst des Kraftwerks Kaprun Oberstufe, Tauernkraftwerke Aktiengesellschaft

Tabelle 3.1: Topografische Charakteristik der Lawinenbahnen im Kapruner Tal

Nr.	**Lawine**	Seehöhe **Anbruchs-gebiet**	Seehöhe **Ablagerungs-gebiet**	typische tiefstmögl. **Seehöhe f. Anbr. NSL**	**Exposition** Anbruchs-gebiet	**durch-schnittl. Neigung** Anbruchs-gebiet [°]	**maximale Neigung** Anbruchs-gebiet [°]
2	Klockerinlawine	2300-3300	2000-2300	2300	NW-N	45	55
4	Kaindlkeeslawine	2300-3200	2000-2300	2300	NW-SW	40	55
6	Drossenlawine	1900-3000	1700-1900	1900	NW	45	50
8	Wielingerlawine	2100-3300	1700-2000	2100	SW-W	40	50
10	Karlbachlawine	2000-3300	1650-1750	2000	NW-SW	45	50
12	Hausebenlawine	2000-2300	1650-1700	2000	SW	40	45
14	Mitterbachlawine	2000-3100	1650-1800	2000	SW	35	40
16	Baumgärtenlawine	1900-2400	1650-1750	1900	WSW	30	35
18	Limberggrabenlawine	1900-2600	1650-1800	1900	WSW	40	45
20	Ostliftlawine	1750-2100	1650-1700	1750	WNW	45	45
22	Osthanglawine	1750-2100	1550-1600	1750	NW	40	50
24	Kempsenlawine	1700-2400	1450-1600	1700	NW	40	50
26	Geierkögerllawine	1800-2200	1200-1300	1800	NW	40	45
28	Griesbachlawine	1500-3000	1100-1250	1700	N-NNW	45	50
30	Grasbichlgrabenlawine	1400-2600	1050-1100	1400	WNW	40	45
32	Überfuhrlawine	1400-2500	1050-1100	1400	WNW	40	50
34	Wintergassenlawine	1400-2100	1000-1200	1400	WNW	45	50
36	Rauchlochgrabenlawine	1400-2300	950-1100	1400	NW	40	45
38	Krapfgrabenlawine	1400-2700	950-1050	1400	NW-SW	45	50
1	Grubbachkarlawine	1950-2200	1950-2050	1950	NO	45	50
3	Lawine auf Kehre 7	1950-2100	1850-1950	1950	NO	30	40
5	Lawine auf Kehre 6	1950-2000	1900-1950	1950	N-NO	50	50
7	Höhenburglawinen West	1850-2050	1650-1900	1850	NW	45	50
7a	Höhenburglawine Ost	1900-2000	1950-2000	1900	SO	45	50
9	Grubbachlawine	1850-1900	1750-1850	1850	NO	30	35
11	Ebmattenlawine	1800-2800	1650-2000	1950	N-SO	40	50
13	Beilwandlawine	2050-2400	1650-1950	2050	O	40	40
15	Kitzsteinhornlawine	1850-3200	1650-1900	1850	NO-OSO	40	55
17	Hochschoberlawine	1900-3200	1650-1800	1900	ONO-OSO	45	55
19	Hintere Bärrinnelawine	2000-2700	1650-1750	2000	NO-SO	40	60
21	Mittlere Bärrinnelawine	2050-2600	1650-1750	2050	NO-OSO	40	50
23	Seichenlawine	1900-2300	1650-1750	1900	OSO	40	50
25	Vordere Bärrinnelawine	1850-2600	1550-1700	1850	NO-OSO	45	50
27	Königstuhllawine	1850-2450	1300-1800	1850	ONO-OSO	40	55
29	Lärchwandlawine	1800-2200	1500-1700	1800	ONO	40	45
31	Schwarze Wandlawine	1800-2000	1200-1600	1800	ONO	40	45
33	Schrahnbachlawine	1750-2450	1100-1450	1750	NNO-OSO	45	60
35	Zeferetbachlawine	1850-2350	1050-1800	1850	N-SO	50	60
37	Jägerrinnelawine	1350-2000	1050-1200	1350	O-OSO	50	55
39	Breitriesenlawine	1500-2200	950-1150	1500	O-NO	40	50
39a	Graben Stollenport. GBK2	1200-1400	1100-1200	1250	ONO	45	60
41	Stangenh.law./Grubbachf.	1300-2100	900-950	1600	O-OSO	45	50
43	Drei Wallnerhöhe	1500-2000	850-900	1600	O-NO	35	40
100	„Alle Lawinen“	1200-3300	850-2300	1250	-	-	-

3.2.2 Meteorologische Daten

3.2.2.1 Beschreibung der Daten

Die VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach betreibt mehrere meteorologische Stationen im Einzugsbereich der Speicherkraftwerke Kaprun. Diese befinden sich im Kapruner Tal und den umliegenden Gebieten mit Wasserfassungen. Hierzu zählen folgende Stationen:

- MOBO: Mooserboden (ca. 2.030 m Seehöhe), Kapruner Tal
- WABO: Wasserfallboden (ca. 1.580 m Seehöhe), Kapruner Tal
- FLSA: Freiluftschaltanlage (ca. 790 m Seehöhe), Kapruner Tal
- MARG: Margaritze, Mölltal
- KÄFT: Käfertal, Ferleitental

Nicht an allen Stationen wird derselbe Datenumfang gemessen. Der bei weitem umfangreichste Datensatz wird an der Station Mooserboden gemessen. In der gegenständlichen Studie stammen die meteorologischen Daten ausschließlich von der Station **Mooserboden**. Die Station befindet sich im unmittelbaren Nahbereich (Lage und Seehöhe) der Einzugsgebiete der Lawinenbahnen in erhöhter, freier Position am westlichen Ende der Mooserspeerre im hinteren Kapruner Tal (siehe Abbildung 3.3).

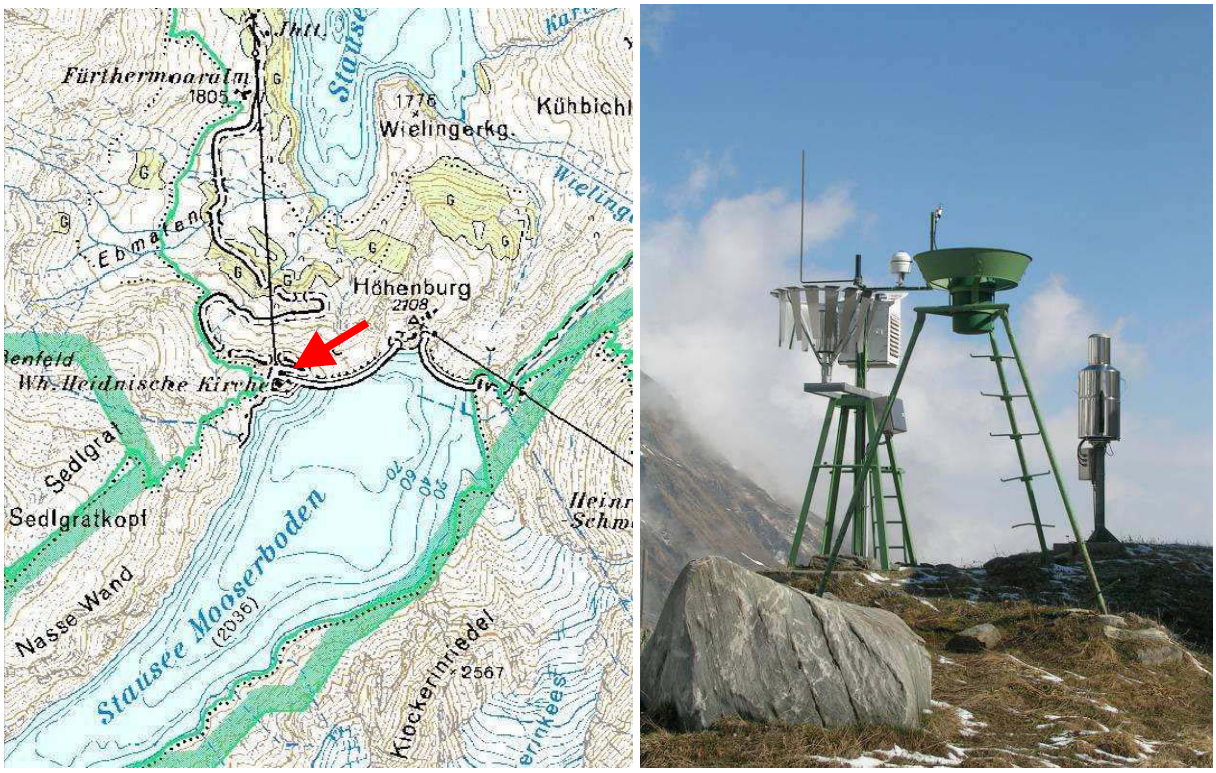


Abbildung 3.3: links: Lage der meteorologischen Station Mooserboden im hinteren Kapruner Tal, Hintergrundquelle: BEV (1999); rechts: Abbildung der meteorologischen Station Mooserboden, eigene Aufnahme (2011)

Die meteorologischen Daten der zentralen Station Mooserboden können als räumlich gemittelte Werte der umgebenden Lawinen-Einzugsgebiete interpretiert werden. Selbstverständlich können die exakten Werte in den einzelnen Einzugsgebieten von diesem Mittelwert abweichen (Seehöhe, Exposition etc.). In Ermangelung räumlich höher aufgelöster Daten und in Hinblick auf die Entwicklung eines Prognosemodells, das aus Gründen der Benutzerfreundlichkeit auf den Werten nicht zu vieler Stationen beruhen soll, können diese Daten jedoch für den Zweck dieser Studie als repräsentativ erachtet werden.

Die Aufzeichnung meteorologischer Daten an der Station Mooserboden geht bis ins Jahr 1956 zurück. Ab dem Jahr 1982 erfolgte die Aufzeichnung **automatisch**. Seit dem Jahr 1994 werden die meteorologischen Daten **fernübertragen** und direkt von der Station an die Rechner des Lawinenwarndienstes übermittelt.

Der Umfang der gemessenen Daten und deren zeitliche Auflösung wurden im Laufe der Jahre erhöht. Im Folgenden wird eine Auflistung der an der Station Mooserboden ab 1994 gemessenen meteorologischen Daten gegeben. Sämtliche Daten werden **seit 1994** in einem **Intervall von 10 Minuten** gemessen und aufgezeichnet. Die analysierten Winter entfallen allesamt in den Zeitraum nach 1994 (siehe Kap. 3.3.2).

- Lufttemperatur [℃]
- Luftdruck [mbar bzw. hPa]
- Windstärke Böe [m/s]
- mittlere Windstärke [m/s]
- Windrichtung [°]
- Sonnenscheindauer [min/10min]
- Globalstrahlung [W/m²]
- relative Luftfeuchtigkeit [%]
- kumulierter Niederschlag seit 7:00 Uhr [1/10mm]

3.2.2.2 Qualität der Daten

Die meteorologischen Daten der Station Mooserboden liegen seit 1980 als beinahe vollständige Zeitreihen vor. In den Jahren davor fehlen die Daten für die acht Winter 1960/61 bis 1963/64 sowie 1975/76 bis 1978/79 im digitalisierten Datensatz und auch in den originalen handschriftlichen Aufzeichnungen (VOLLSINGER 1997). Für den Zeitraum 1994 bis 2011, in den alle Analysewinter (siehe Kap. 3.3.2) fallen, liegen die meteorologischen Daten einiger Monate der Jahre 1994, 1995, 1996 und 1997 nicht vor. Dies betrifft jedoch keine Monate der Analysewinter. In jedem Fall ist festzuhalten, dass das Datenmaterial durch die weitgehende Konstanz des Parameterumfanges und die Kontinuität der einzelnen Messreihen über viele Jahrzehnte eine hohe Qualität aufweist (VOLLSINGER 1997).

Die meteorologischen Zeitreihen der Analysewinter (jeweils 1. Oktober bis 30. Juni) werden vor Beginn der Auswertung einer sorgfältigen **Analyse auf Lücken in den Zeitreihen und Plausibilität der Datenwerte** unterzogen. Kurzzeitige Lücken oder offensichtlich fehlerhafte Werte einiger Datenreihen (z. B. unbegründete Ausreißer, unlogische Werte etc.) werden durch Fortschreiben bzw. Interpolieren gefüllt bzw. korrigiert. Längere Lücken in einzelnen Datenreihen führen dazu, dass **neun Nassschneelawinenereignisse** unberücksichtigt bleiben müssen, dies entspricht jedoch lediglich 1,5 % aller beobachteten Nassschneelawinen der Analysewinter. Fehlende Werte sind am ehesten auf einen Ausfall der Messgeräte zurückzuführen (z. B. Ausfall der Energieversorgung), fehlerhafte Werte können

beispielsweise durch störende Einflüsse bedingt sein. Die bereinigten Zeitreihen liefern die Grundlage für die weiteren Auswertungsschritte.

Die **Messgenauigkeit** der jeweiligen Messgeräte kann im Rahmen der gegenständlichen Studie nicht überprüft werden. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass es beispielsweise bei Niederschlagsmessungen zu vielfältigen Fehlern kommen kann (z. B. aufgrund des Windeinflusses). Es handelt sich teilweise um zeitinvariate systematische Fehler, die kaum Einfluss auf die Auswertung haben und teilweise um zufällige Fehler oder Fehler aufgrund fehlerhafter Messgeräte, die in Kauf genommen werden müssen. Vollkommen unplausible Werte treten jedoch äußerst selten auf und werden korrigiert.

Die Daten der **Globalstrahlungsmessung** erscheinen in Einzelfällen fehlerhaft. Beispielsweise ist die Globalstrahlung an einigen Tagen im Winter 2007/08 erst ab 10:30 Uhr größer als Null obwohl bereits fast eine Stunde früher Sonnenschein verzeichnet wurde.

Des Weiteren wurden die Datenwerte in früheren Jahren größtenteils manuell abgelesen bzw. angesprochen und vom Beobachter in Formblätter eingetragen. Im Jahr 1996 wurden sie digitalisiert und auf Plausibilität geprüft. Durch die manuelle Aufnahme und Bearbeitung der Daten können verschiedenste Fehler (Fehler bei der Ablesung, Schreibfehler, Lesefehler, Tippfehler, Fehler bei der Fehlerkorrektur etc.) auftreten (VOLLSINGER 1997). Die meteorologischen Daten der Analysewinter wurden hingegen automatisch aufgezeichnet und sind daher frei von Fehlern dieser Art.

3.2.2.3 Datenaufbereitung

Die meteorologischen Rohdaten für jene Tage, an denen Nassschneelawinenabgänge beobachtet wurden, werden dahingehend aufbereitet, dass Datenwerte für alle in Tabelle 3.8, Kap. 3.3.5 angeführten Parameter erhalten werden. Die Datenaufbereitung beinhaltet

- **Mittelwertbildung** aus allen 10-Minuten-Werten einer definierten Zeitspanne (*Tam12*, *Tam24*, *Tam72*),
- **Maximal- bzw. Minimalwertfindung** aus allen 10-Minuten-Werten einer definierten Zeitspanne (*Tamax12*, *Tamin24*),
- **Trendberechnung**, also das Subtrahieren der Mittelwerte bzw. Maxima zweier aufeinander folgender Tage (*Tatrendm0048*, *Tatrendm2472*, *Tatrendm0072*, *Tatrendmax0036*, *Tatrendmax2460*, *Tatrendmax0060*),

- **Summieren** aller 10-Minuten-Werte einer definierten Zeitspanne (*Globstr12*, *Globstr72*),

- Auslesen des **kumulierten Niederschlags** und gegebenenfalls Summieren mehrerer Tageswerte (*Nsum24*, *Nsum72*) und

- Finden der **maximalen Niederschlagsintensität** einer definierten Zeitspanne, durch Berechnen der gleitenden 1-Stunden-Niederschlagssummen und Maximalwertfindung (*Nmax24*).

Als Ausgangspunkt der jeweiligen Zeitspanne wird in den meisten Fällen 19:00 Uhr des betrachteten Tages, bei den Niederschlagsparametern 7:00 Uhr des Folgetages herangezogen. Die Zeitspanne erstreckt sich rückwärts von diesem Ausgangspunkt.

Die **Niederschlagsform** (Regen oder Schnee) wird für die Seehöhe des jeweiligen Anbruchsgebietes jedes Nassschneelawinenereignisses über die Lufttemperatur abgeschätzt. Als maßgebende Seehöhe wird, in Ermangelung genauerer Informationen über die exakte Lage bzw. Seehöhe des Anbruchs, die „typische tiefstmögliche Seehöhe für den Anbruch von Nassschneelawinen“ herangezogen (siehe Tabelle 3.1, Kap. 3.2.1). Nach diesem Ansatz gilt auch ein Ereignis als Rain-on-Snow-Event, bei dem nur die untersten Bereiche des Anbruchsgebietes überregnet werden. Die maximale Schneefallgrenze des jeweiligen Tages wird für jene Seehöhe angenommen, in der die Lufttemperatur etwa 1,5 bis 2,0 ℃ beträgt (unter Berücksichtigung der Niederschlagsintensität und Windstärke). Diese Seehöhe wird, ausgehend von der gemessenen Lufttemperatur an der Station Mooserboden, mit einem angenommenen feuchtadiabatischen Temperaturgradienten von 0,7℃/100m abgeschätzt. Als **Rain-on-Snow-Event** wird somit ein Nassschneelawinenereignis bezeichnet, dessen Seehöhe des Anbruchsgebietes niedriger liegt als die maximale Schneefallgrenze. Zusätzlich gilt ein Ereignis nur als Rain-on-Snow-Event wenn die Niederschlagssumme einen gewissen Grenzwert übersteigt (*Regen1, Regen5, Regen10*; siehe Tabelle 3.8, Kap. 3.3.5), da eine sehr kleine Menge Regen keinen Effekt auf die Schneedecke hat.

Alle durch oben beschriebene Methoden aufbereiteten Parameterwerte werden über das Datum den Nassschneelawinenereignissen zugewiesen.

3.2.3 Daten über die Schneedecke

3.2.3.1 Beschreibung der Daten

Die VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach betreibt eine automatische Schneemessstelle beim Stausee Mooserboden, am westlichen Ende der Moosersperre im hinteren Kapruner Tal in ca. 2.070 m Seehöhe (siehe Abbildung 3.4).

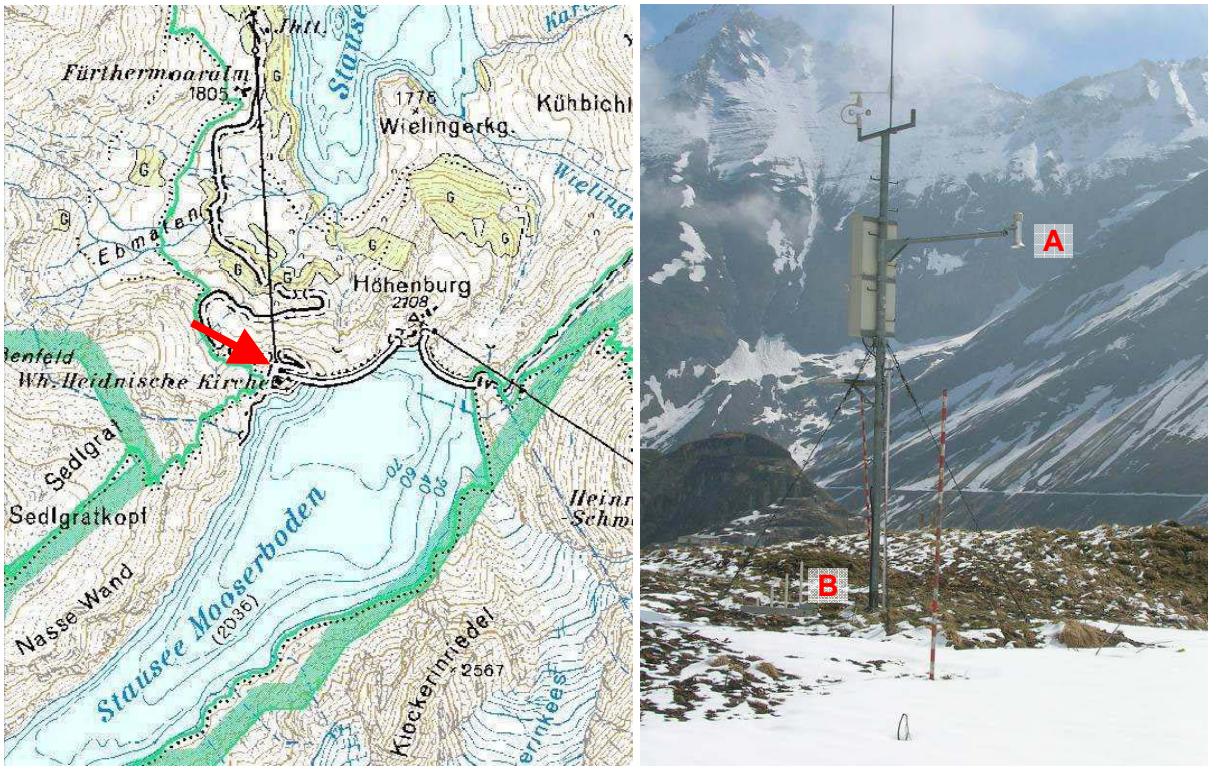


Abbildung 3.4: links: Lage der Schneemessstelle Mooserboden im hinteren Kapruner Tal, Hintergrundquelle: BEV (1999); rechts: Abbildung der Schneemessstelle Mooserboden, eigene Aufnahme (2011); A: Ultraschall-Schneehöhensensor, B: Schneetemperatur-Messung in fünf verschiedenen Höhen

Die Daten der automatischen **Schneemessstelle Mooserboden** werden seit dem Jahr 1994 fernübertragen und direkt von der Station an die Rechner des Lawinenwarndienstes übermittelt. Seit diesem Zeitpunkt werden die folgenden Daten in einem Intervall von 10 Minuten gemessen:

- Schneehöhe [cm]
- Schneetemperatur 5 cm über dem Boden [℃]
- Schneetemperatur 15 cm über dem Boden [℃]

- Schneetemperatur 30 cm über dem Boden [℃]
- Schneetemperatur 45 cm über dem Boden [℃]
- Schneetemperatur 60 cm über dem Boden [℃]

Ergänzend zu den Daten der automatischen Schneemessstelle werden in unregelmäßigen Abständen durch das Personal des Lawinenwarndienstes **Schneeprofile** am Messfeld Mooserboden gegraben, analysiert und anschließend in das Programm *SPP Version 2.0 (Fa. Sommer Mess-Systemtechnik)* zur Auswertung, Darstellung und Archivierung eingegeben. Die Schneeprofile werden aus Gründen der Vergleichbarkeit stets am selben Ort (Flachfeld) gegraben, es gibt keine Aufzeichnungen von Hangprofilen.

Es werden folgende Eigenschaften je Schneeschicht erhoben:

- Schneetemperatur [℃]
- Handhärte und Rammhärte [kp]
- Kornform der Schneekristalle
- Korngröße der Schneekristalle [mm]
- Schneefeuchtigkeit (händisch ermittelt, mWC)
- Schneedichte [kg/m³]

Die Daten über die Schneedecke, sowohl jene von der automatischen Schneemessstelle als auch jene von den händischen Schneeprofilen, stellen noch mehr als die meteorologischen Daten eine **Punktaufnahme** dar. Die räumliche Variation des Schneedeckenaufbaus aufgrund Höhenlage, Exposition und Relief kann im Extremfall dazu führen, dass der Schneedeckenaufbau in den Anbruchsgebieten mancher Lawinenbahnen jenem beim Messfeld Mooserboden völlig konträr ist. In Ermangelung räumlich höher aufgelöster Daten und in Hinblick auf die Entwicklung eines praxistauglichen Prognosemodells, das – auch in Hinblick auf möglichst geringen Personal- und Ressourcenaufwand – auf einer standardisierten Schneedeckenuntersuchung an einem fixen Ort beruhen soll, werden diese Daten für die Auswertung herangezogen.

3.2.3.2 Qualität der Daten

Die Daten der **Schneemessstelle Mooserboden** liegen seit 1994 als beinahe vollständige Zeitreihen vor (gleich jener der meteorologischen Station, siehe Kap. 3.2.2.2). Die Zeitreihen der Analysewinter (jeweils 1. Oktober bis 30. Juni) werden vor Beginn der Auswertung durch den Autor dieser Arbeit einer sorgfältigen **Analyse auf Lücken in den Zeitreihen und Plausibilität der Datenwerte** unterzogen. Kurzzeitige Lücken oder offensichtlich fehlerhafte Werte einiger Datenreihen (z. B. unbegründete Ausreißer, unlogische Werte etc.) werden durch Fortschreiben bzw. Interpolieren gefüllt bzw. korrigiert. Beispielsweise zeigt die Schneehöhenmessung an einzelnen (aufeinander folgenden) Tagen unplausibel hohe Werte (z. B. im Winter 2010/11). Diese Werte werden durch Interpolation der benachbarten Werte und unter Berücksichtigung des Niederschlags korrigiert.

Die **Schneetemperatur** zeigt des Öfteren, vor allem bei geringer Schneehöhe, unplausible Werte. Exemplarisch sind in Abbildung 3.5 die Tagesganglinien der Schneetemperatur-Messung an zwei Tagen des Winters 2003/04 dargestellt.

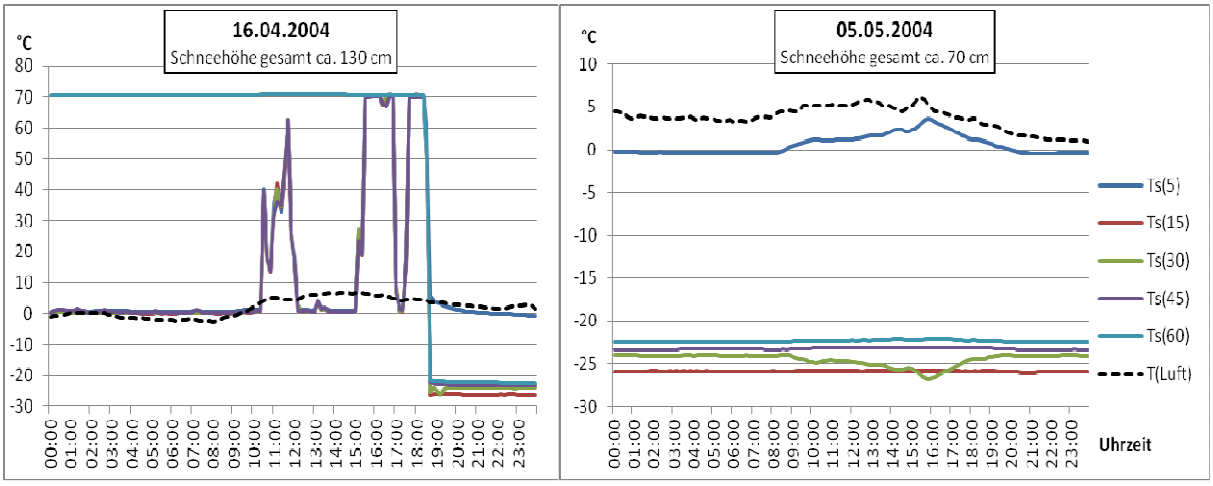


Abbildung 3.5: Zwei Beispieltage mit fehlerhafter Schneetemperatur-Messung der automatischen Messstation am Mooserboden; dargestellt sind die Tagesganglinien der Schneetemperaturen in unterschiedlicher Höhe über dem Boden sowie die Tagesganglinie der Lufttemperatur

Die **Messgenauigkeit** der Messgeräte kann im Rahmen der gegenständlichen Studie nicht überprüft werden. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass es zu vielfältigen Fehlern kommen kann (z. B. durch Strahlungseinfluss bei der Messung der Schneetemperatur).

Die **Schneehöhe** geht nicht direkt in die Auswertung ein (siehe Kap. 3.3.5). Die **Schneetemperaturen** können aufgrund ihres stark fehlerbehafteten Datensatzes und aufgrund ihrer ungenügenden Messung (maximal 60 cm über dem Boden), trotz ihres vermutlich großen Einflusses auf die Auslösung von Nassschneelawinen (Stichwort Isothermie), nicht bei der Auswertung berücksichtigt werden.

Die Qualität der **Schneeprofile** ist von einer Vielzahl von Faktoren, wie der Erfahrung des Beobachters und der Häufigkeit der Profilaufnahme abhängig. Im Falle des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach ist zu bedenken, dass die Mitarbeiter des Lawinenwarndienstes auch andere Aufgaben im Betrieb zu übernehmen haben und die Häufigkeit der Profilaufnahme stark von Personal- und Zeitressourcen abhängt.

Die **Anzahl der Schneeprofile** ist von Winter zu Winter verschieden, die Aufnahme erfolgt je nach aktueller Notwendigkeit und den Gegebenheiten des jeweiligen Winters. Die Anzahl der verfügbaren Schneeprofile je Analysewinter ist in Tabelle 3.2 angeführt. Die in der gegenständlichen Studie verwertbaren Schneeprofile reduzieren sich auf jene den Nassschneelawinenereignissen zeitlich nächstgelegenen. Die Anzahl der verbleibenden Schneeprofile ist äußerst gering, in den Wintern 2003/04, 2005/06 und 2007/08 verbleibt jeweils nur ein einziges Schneeprofil.

Tabelle 3.2: Anzahl verfügbarer und verwendbarer Schneeprofile je Analysewinter

Analysewinter	verfügbare Schneeprofile gesamt	verwendbare Schneeprofile für NSL-Auswertung
1996/97	6	3
1997/98	7	3
1998/99	4	4
1999/2000	5	3
2001/02	5	5
2003/04	2	1
2005/06	3	1
2007/08	1	1
2010/11	12	4
Summe	**45**	**25**

Der Datensatz der Schneeprofile erscheint aufgrund seiner **geringen zeitlichen und räumlichen Auflösung** für den aktuellen Zustand der Schneedecke in den Anbruchsgebieten somit nur mäßig repräsentativ, es soll allerdings trotzdem versucht werden diesen Datensatz in die Auswertung zu integrieren.

3.2.3.3 Datenaufbereitung

Um die Informationen aus den Schneeprofilen über die Stabilität der Schneedecke statistisch verarbeiten zu können, werden zwei Parameter eingeführt. Jedem Schneeprofil werden eine **Stabilitätsklasse** und ein **Profiltyp** zugewiesen.

Die Klassifizierung der einzelnen Schneeprofile erfolgt nach SCHWEIZER und WIESINGER (2001). Sie haben ein Klassifizierungsschema für trockene Schneebedingungen in Übergangsklimaten aufgestellt. Hauptkriterien sind der Rutschblock Score, Härte, Vorhandensein und Art von Schwachschichten, Kornform und Korngröße.

Der **Profiltyp** wird über die Charakteristik des Rammprofils ermittelt (Abbildung 3.6):

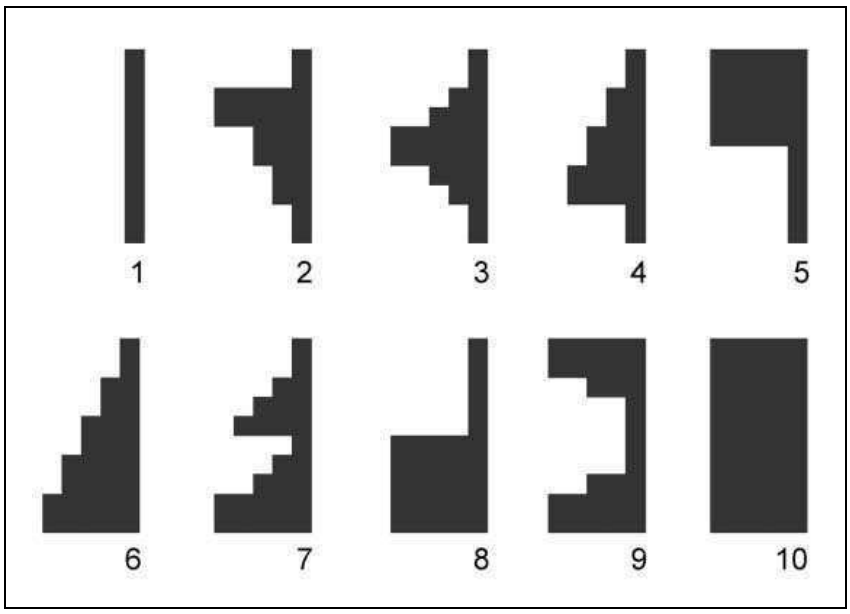


Abbildung 3.6: Klassifizierung von Rammprofilen (Profiltyp); Quelle: SCHWEIZER und WIESINGER (2001)

Die Profiltypen können in drei Gruppen hinsichtlich ihrer Stabilität zusammengefasst werden (SCHWEIZER und WIESINGER 2001):

Tabelle 3.3: Gruppierung der Profiltypen hinsichtlich ihrer Stabilität (SCHWEIZER und WIESINGER 2001)

Gruppe	zugeordnete Profiltypen
tendenziell instabil	1, 5, 7, 9
mäßig stabil bzw. nicht eindeutig zuordenbar	2, 3, 4, 8
tendenziell stabil	6, 10

Die Zuordnung eines Schneeprofils zu einer **Stabilitätsklasse** erfolgt nach dem Klassifizierungsschema von SCHWEIZER und WIESINGER (2001) (Abbildung 3.7):

Class of stability	Description
5: very good	No critical weak layers present. In general, well consolidated (ram resistance R larger than about 100 N), some soft layers (new snow or faceted crystals) near the top possible. Faceted crystals in the lower snowpack may be present, but with $R > 100$ N ("four fingers" or harder). The bottom is usually well consolidated as well, but occasionally a potentially weak base of large faceted crystals or depth hoar may exist, but is covered with a thick cohesive layer (at least 70 cm with $R > 200$ N). Profile type: 4, 6 and 10. Rutschblock score: 6 or 7.
4: good	Weak layers may be present, but not very prominent, e.g. showing no clean shear. In general well consolidated middle part with $R > 100$ N, or prominent hard crust of a few-centimetre thickness in the upper third of the snowpack. At the bottom a potentially weak base with large faceted crystals or depth hoar may exist, but is covered with cohesive snow (at least 50 cm with $R > 100$ N). The snowpack might fail if applying high stresses to interfaces or less well pronounced weak layers, or on top of the depth hoar base. Profile type: 2, 3, 4 and 6. Rutschblock score: 5 or 6.
3: fair	Weak layers are present, showing clean shears, but transitional scores (4, 5). Weak layers often consist of rounded persistent forms. Some soft layers with $R \approx 40$ N present (except new snow on top), but most of the snowpack is fairly well consolidated. Profile type: 2, 3, 4, 8, 9; occ. 7. Rutschblock score: 4 or 5; occ. 3, e.g. when overlain by thick strong slab.
2: poor	Prominent weak layers and/or interfaces are present, showing clean shears. Weak layers of surface hoar or faceted crystals, larger than 1 mm, or interfaces within the new or partly settled snow or new snow on crust. Hardness of slab is $R < 40$ N ("fist" to "four fingers"). Some well consolidated parts may exist ($R = 100 \ldots 300$ N), but the thickness of these layers is less than 30 cm. Profile type: 1, 2, 5, 7, 8 and 9. Rutschblock score: 2 or 3.
1: very poor	Prominent weak layers and/or interfaces are present. Thin weak layers of surface hoar or faceted grains, larger than 1–2 mm sandwiched between harder layers, or facets on crusts. The bottom is frequently weak, occasionally covered with only one cohesive slab layer. The ram resistance may be low from top to bottom ($R \approx 20$ N). In general, ram resistance above the weak layer is $R < 50$ N, often "fist." There are no hard layers with $R > 150$ N present, crusts are usually thin and do not show up in the ram profile. Profile type: 1, 5, 7 and 9. Rutschblock score: 1 or 2.

Abbildung 3.7: Klassifizierungsschema für die Schneedeckenstabilität (Stabilitätsklasse); Quelle: SCHWEIZER und WIESINGER (2001)

Jedem Nassschneelawinenereignis werden Profiltyp und Stabilitätsklasse des **zeitlich nächstgelegenen Schneeprofils** zugewiesen. Für die Zuweisung gilt lediglich der zeitliche Abstand, egal ob das Schneeprofil vor oder nach dem Lawinenereignis aufgenommen wurde.

3.2.4 Daten über Lawinenereignisse

3.2.4.1 Beschreibung der Daten

Alle erfassbaren Lawinenabgänge wurden seit Einrichtung des Betriebslawinenwarndienstes im Jahr 1956, einzelne Großereignisse bereits seit 1944 (insgesamt 68 Winter), in einer Kartei eingetragen (NEMETZ 1980). Eine derart weit zurück reichende lückenlose Chronik der Lawinentätigkeit, in der auch kleinere Lawinenereignisse, die keine Schäden angerichtet haben, verzeichnet sind, ist in Österreich und auch weltweit selten (VOLLSINGER 1997). Die heute digitalisierte Datenbank beinhaltet im Zeitraum von 1944 bis 2011 **2.772 Lawinenereignisse** und enthält für jedes Ereignis zumindest folgende Angaben:

- Datum
- Name und Nummer der Lawinenbahn
- Lawinenart (Grundlawine, Lockerschneelawine nass, Lockerschneelawine trocken, Schneebrettlawine nass, Schneebrettlawine trocken, Staublawine)
- Größe der Lawine (klein, mittel, groß, mächtig) [24]
- kurze Beschreibung des Wetters am Tag des Ereignisses (z. B. Schneefall schwach, Regen, Föhn, heiter etc.)
- teilweise Anmerkungen

An manchen Tagen mit mehreren Lawinenereignissen wurden diese zusammengefasst. Hierfür wurde als Name der Lawinenbahn **„Alle Lawinen“** und als Nummer 100 verwendet. Die Lawinenart kann dann auch als „Lockerschnee- und Schneebrettlawinen trocken“ bzw. „Lockerschnee- und Schneebrettlawinen nass“ definiert sein. Durch das Zusammenfassen mehrerer Einzelereignisse ergeben sich jedoch Probleme bei der Auswertung (siehe Kap. 3.2.4.2). Insgesamt wurden im Zeitraum 1944 bis 2011 259 Lawinen mit „Alle Lawinen“ bezeichnet, dies entspricht etwa 9 % aller Ereignisse, während der Analysewinter handelt es sich um 175 Lawinen, also sogar um **19 % aller Ereignisse**. Der Anteil schwankt in den Analysewintern zwischen 11 und 62 % (siehe Tabelle 3.4). Durch diese Tatsache ist die

[24] Die Größe einer Lawine wird durch den Beobachter über die geschätzte Kubatur (Volumen) angegeben. Lawinen mit einer Kubatur unter 1.500 m³ werden als *klein*, jene zwischen 1.500 und 15.000 m³ als *mittel* und Lawinen über 15.000 m³ als *groß* klassifiziert (VOLLSINGER 1997). Außergewöhnlich große Lawinen werden als *mächtig* bezeichnet.

Anzahl der tatsächlich beobachteten Lawinen um einen unbekannten Faktor größer als die Anzahl der aus der Datenbank ablesbaren Lawinenereignisse.

In Tabelle 3.4 findet sich eine Übersicht über die Gesamtanzahl aller Lawinen, die Anzahl der Nassschneelawinen und die Häufigkeit der Bezeichnung „Alle Lawinen“ je Analysewinter.

Der Winter 1999/2000 ist mit 158 Lawinen der lawinenreichste aller Analysewinter (insgesamt 926 Lawinen). Im Durchschnitt der Analysewinter sind **51 % der Lawinenereignisse Nassschneelawinen** (472 Ereignisse). Dieser Anteil schwankt in den Analysewintern zwischen 30 und 65 %. Die meisten Nassschneelawinen (84 Ereignisse) wurden im Winter 2001/02 verzeichnet.

Tabelle 3.4: Übersicht über die Anzahl der beobachteten Lawinenereignisse je Analysewinter

Analysewinter	Lawinen gesamt	Trockenschneelawinen	Nassschneelawinen[1]	Anteil NSL	Einzelereignisse	„Alle Lawinen“	Anteil „Alle Lawinen“
1996/97	43	25	18	42%	22	21	49%
1997/98	50	35	15	30%	19	31	62%
1998/99	108	69	39	36%	96	12	11%
1999/2000	158	88	70	44%	141	17	11%
2001/02	148	64	84	57%	129	19	13%
2003/04	118	41	77	65%	98	20	17%
2005/06	125	49	76	61%	104	21	17%
2007/08	112	53	59	53%	87	25	22%
2010/11	64	30	34	53%	55	9	14%
Summe	**926**	**454**	**472**	**51%**	**668**	**175**	**19%**

[1] verifizierte Nassschneelawinenereignisse (siehe Kap. 3.2.4.3)

3.2.4.2 Qualität der Daten

Die **Vollständigkeit** der Aufzeichnungen wurde seit Beginn der Aufzeichnungen im Jahr 1944 schrittweise verbessert. Die höheren Absolutwerte an Lawinenereignissen in jüngeren Jahren liegen hauptsächlich in der vollständigeren Erfassung der Lawinenabgänge im Vergleich zu früheren Wintern begründet. Allerdings sind mitunter auch in jüngerer Zeit die Aufzeichnungen in einzelnen Jahren nicht vollständig. Dies liegt zumeist in geringeren Zeit- und Personalressourcen des Lawinenwarndienstes begründet, beispielsweise in Jahren mit Bautätigkeit im Bereich der Kraftwerksgruppe (ETZER persönliche Mitteilung). Da es sich hierbei statistisch gesehen um einen zufälligen Fehler handelt und die Ereignisse nicht aufgrund eines bestimmten topografischen, meteorologischen oder nivologischen Parameters

unberücksichtigt blieben, spielen Lücken in der Zeitreihe der Lawinenereignisse für die statistischen Auswertungen in dieser Studie keine wesentliche Rolle. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass sämtliche Analysen, die beispielsweise die absolute Anzahl von Lawinenereignissen je Winter beinhalten, durch die fehlende Vollständigkeit verzerrt sind.

Die **Aufzeichnungsqualität** ist, wie bei allen anderen permanenten Lawinenereignis-Datenbanken, von den Witterungsbedingungen (Sichtverhältnisse etc.) und dem Beobachtungspersonal (Erfahrung, Zeitverfügbarkeit etc.) abhängig (ECKERT et al. 2010). Generell ist die Aufzeichnungsqualität aller Analysewinter jedoch ähnlich, dies gilt auch für jene Jahre mit Bautätigkeit (ETZER persönliche Mitteilung). Es bestehen somit nur minimale Unterschiede zwischen den Wintern, wodurch ein Vergleich der Winter miteinander gerechtfertigt ist.

Die Beobachtung und Aufzeichnung von Lawinenabgängen erfolgt sowohl **werktags** als auch am **Wochenende**, wodurch eine lückenlose Zeitreihe gegeben ist. Die Beobachtung erfolgt an Werktagen vorwiegend vom Mooserboden, an Wochenenden meist vom Tal aus. Die meisten Lawinenbahnen sind von beiden Positionen aus einsehbar, wodurch die Aufzeichnungsqualität an allen Wochentagen ähnlich ist (ETZER persönliche Mitteilung). Der geringfügige Beobachtungsfehler ist in jedem Fall systematisch.

Die analysierten Lawinenereignisse beinhalten ausschließlich **spontane Lawinenabgänge**. Während der Analysewinter wurde nur eine sehr geringe Anzahl an Lawinen (vorwiegend Trockenschneelawinen) künstlich ausgelöst (ETZER persönliche Mitteilung). Diese sind nicht im Analyse-Datensatz enthalten. Dadurch wird im Datensatz und in weiterer Folge im Prognosemodell der Zustand der natürlichen Auslösung von Nassschneelawinen abgebildet und Verzerrungen durch künstliche Auslösungen können vermieden werden.

Die Aufnahme von Lawinenereignissen durch den Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach erfolgt üblicherweise jeden Tag am Morgen (ca. 7:00 Uhr). Wird eine abgegangene Lawine festgestellt, so erfolgt, bei Ermangelung widersprechender Indizien, eine **Datierung auf den Vortag**. Die Uhrzeit des Abganges wird aufgrund der fehlenden Information meistens nicht angegeben (ETZER persönliche Mitteilung). Im Falle eines Nassschneelawinenereignisses kann jedoch mit hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, dass die Datierung auf den Vortag mit der Realität übereinstimmt, da die meisten Nassschneelawinenabgänge am Nachmittag stattfinden (siehe Kap. 2.8.1.2) und nur wenige in der Zeit von 0:00 bis 7:00 Uhr.

Aufgrund der schwierigen und uneinheitlichen **Definition von Nassschneelawinen** (siehe Kap. 1.4) ist anzunehmen, dass die Angaben zur Lawinenart fehlerbehaftet sind. Die

Lawinenart wird durch den Beobachter, in Ermangelung der Kenntnis der Bedingungen im unzugänglichen Anbruchsgebiet, zumeist aus den Ablagerungen der Lawine und aus der Ferne ermittelt (ETZER persönliche Mitteilung). Die Bedingungen im Ablagerungsgebiet spiegeln jedoch oftmals nicht die Bedingungen wider, die im Anbruchsgebiet zur Auslösung geführt haben. Allerdings sollen im Rahmen dieser Studie genau jene Einflussfaktoren untersucht werden, die zur Auslösung einer Nassschneelawine führen. Hierin ergibt sich also eine gewisse Diskrepanz, die versucht wird zu mindern (siehe Kap. 3.2.4.3).

Das Zusammenfassen mehrerer gleichartiger Lawinenereignisse eines Tages unter dem Begriff **„Alle Lawinen“** ist für die Analysen in vielerlei Hinsicht problematisch. Zunächst ist anzumerken, dass Auswertungen hinsichtlich der absoluten Anzahl von Lawinen je Winter deutlich verzerrt sein können, je nach Häufigkeit der Lawine „Alle Lawinen“. Weiters ist keine räumliche Zuordnung der Ereignisse zu einer Lawinenbahn möglich. Somit ist auch keine zuverlässige Auswertung hinsichtlich der absoluten Anzahl von Lawinen je Lawinenbahn möglich. Aus der fehlenden räumlichen Zuordnung und somit auch fehlender Information über Seehöhe, Exposition etc. des Anbruchsgebietes ergeben sich weiters gravierende Probleme bei der Ermittlung von Rain-on-Snow-Events (siehe Kap. 3.2.2.3) sowie dem Verifizieren von Nassschneelawinen (siehe Kap. 3.2.4.3). Durch diese Tatsache ist eine durchaus nicht unbedeutende Verzerrung des Datensatzes denkbar. Bei einer, im Rahmen dieser Studie nicht durchgeführten jedoch möglichen Auswertung der einzelnen Lawinenbahnen, sind die Auswirkungen der fehlenden räumlichen Zuordnung noch weit größer. Eine Übersicht über die Anzahl der mit „Alle Lawinen“ bezeichneten Ereignisse je Analysewinter findet sich in Kap. 3.2.4.1.

3.2.4.3 Datenaufbereitung

Aufgrund der in Kap. 3.2.4.2 genannten uneinheitlichen bzw. dem Ziel dieser Arbeit widersprechenden **Definition von Nassschneelawinenereignissen** durch das Beobachtungspersonal, basierend auf den Bedingungen im Ablagerungsgebiet, wird vor den ersten Auswertungsschritten eine **Prüfung auf Plausibilität** und darauf aufbauend eine Selektion des Datensatzes der Lawinenereignisse durchgeführt. Es wird versucht „falsche“ Klassifizierungen nachträglich zu korrigieren um den Verzerrungseffekt zu vermindern.

Hierfür wird davon ausgegangen, dass Trockenschneelawinen in jedem Fall richtig klassifiziert wurden, da eine trockene Ablagerung im Normalfall einer Lawine mit trockenen Schneebedingungen im Anbruchsgebiet entstammt. Trockenschneelawinen werden nicht in den Analysedatensatz aufgenommen. Folglich werden nur jene Ereignisse, welche als „Grundlawine“, „Lockerschneelawine nass“, „Schneebrettlawine nass“ oder „Lockerschnee- und

Schneebrettlawinen nass“ **deklariert** wurden, näher untersucht und ihre Klassifizierung als Nassschneelawinen über die abgeschätzten Schneebedingungen im Anbruchsgebiet **verifiziert**.

Die als Nassschneelawinen deklarierten Ereignisse werden demnach einer sorgfältigen manuellen Prüfung (**Verifizierung**) unterzogen. Über die zugehörigen meteorologischen (Wetterverlauf der letzten drei Tage), topografischen (Exposition, Höhenlage etc.) und nivologischen Daten (Isothermie der Schneedecke etc.) wird versucht die Bedingungen im Anbruchsgebiet der jeweiligen Lawine einzeln zu rekonstruieren. Hierbei kann es sich, aufgrund vieler Unsicherheiten und Extrapolationen, klarerweise lediglich um eine Abschätzung handeln, eine Falscheinschätzung ist in einzelnen Fällen nicht ausgeschlossen.

Erscheint das Vorhandensein von nassen Schneebedingungen im Anbruchsgebiet plausibel, so wird das Ereignis als Nassschneelawine bestätigt und in den **Analysedatensatz** aufgenommen. Aufgrund des ausreichend großen Datensatzes werden Ereignisse bei denen nasse Schneebedingungen im Anbruchsgebiet als unwahrscheinlich oder fraglich erscheinen nicht in den Analysedatensatz aufgenommen. Ebenso werden gemischte Lawinen exkludiert.

Dieselbe Vorgangsweise wird auch für Ereignisse mit der Bezeichnung **„Alle Lawinen“** gewählt. In diesen Fällen ist die Verifizierung jedoch deutlich fehleranfälliger, da keine räumliche Zuordnung des Lawinenereignisses erfolgen kann und wichtige Informationen wie Exposition und Seehöhe der Anbruchsgebiete unbekannt sind. Auch in diesen Fällen werden Ereignisse bei denen nasse Schneebedingungen in typischen Anbruchsgebieten als unwahrscheinlich oder fraglich erscheinen nicht in den Analysedatensatz aufgenommen.

In Anhang 1 findet sich zu Dokumentationszwecken ein exemplarischer Ausschnitt der Verifizierung von Nassschneelawinenereignissen. In Tabelle 3.5 wird eine Übersicht über die Anzahl der vom Beobachtungspersonal als Nassschneelawinen deklarierten Ereignisse und die nach eingehender Prüfung im Analysedatensatz verbleibenden verifizierten (verwertbaren) Nassschneelawinen je Analysewinter gegeben. Insgesamt werden 79 % aller als Nassschneelawinen deklarierten Ereignisse (472 Ereignisse) in den Analysedatensatz übernommen, **21 % werden ausgeschieden** (122 Ereignisse).

Tabelle 3.5: Deklarierte und verifizierte (verwertbare) Nassschneelawinenereignisse je Analysewinter

Analyse-winter	deklarierte NSL (durch Beobachter)	verifizierte (verwertbare) NSL			Anteil verwertbare NSL
		Einzelereignisse	„Alle Lawinen“	**Summe**	
1996/97	21	5	13	18	86%
1997/98	31	3	12	15	48%
1998/99	58	34	5	39	67%
1999/2000	85	61	9	70	82%
2001/02	105	77	7	84	80%
2003/04	89	68	9	77	87%
2005/06	79	67	9	76	96%
2007/08	85	46	13	59	69%
2010/11	41	31	3	34	83%
Summe	**594**	**392**	**80**	**472**	**79%**

In einem weiteren Schritt, insbesondere für die Entwicklung der Prognosemodelle mittels logistischer Regression (siehe Kap. 3.3.4.2), wird die Ausweisung von Tagen mit Nassschneelawinenereignissen (NSL-Tage) und Tagen ohne Nassschneelawinenereignissen (nonNSL-Tage) erforderlich.

Als **NSL-Tage** werden alle Tage der Analysewinter herangezogen, an denen ein oder mehrere verifizierte Nassschneelawinenereignisse beobachtet wurden. Jene zwei Tage vor und nach einem NSL-Tag, vorausgesetzt es wurden an diesen Tagen keine verifizierten Nassschneelawinen beobachtet, werden als **nonNSL-Tage** in den Datensatz aufgenommen. Dieser Ansatz wird einerseits gewählt, um einen ähnlich großen Datensatz nonNSL-Tage wie NSL-Tage zu erreichen und andererseits, um von der grundsätzlichen meteorologischen und nivologischen Charakteristik her ähnliche Tage zu erhalten und dadurch Rückschlüsse erzielen zu können, welche (feinen) Unterschiede zwischen NSL-Tag und nonNSL-Tag entscheiden.

Jedem NSL- und nonNSL-Tag werden die Werte aller relevanten meteorologischen und nivologischen Parameter (siehe Tabelle 3.8, Kap. 3.3.5) zugewiesen. Für die Ermittlung der Niederschlagsform (Stichwort Rain-on-Snow-Events; siehe Kap. 3.2.2.3) wird, im Falle mehrerer Nassschneelawinenereignisse an einem Tag, die Seehöhe des am tiefsten liegenden Anbruchsgebietes herangezogen.

Der endgültige Analysedatensatz besteht somit aus insgesamt **553 Tagen**, davon sind **233 NSL-Tage (42 %)** und **320 nonNSL-Tage (58 %)**. Die meisten NSL-Tage wurden in den Wintern 1999/2000, 2003/04 und 2007/08 verzeichnet (siehe Tabelle 3.6).

An dieser Stelle sei angemerkt, dass nonNSL-Tage mitunter sehr wohl Lawinentage sein können (Trockenschneelawinen). Weiters ist die Anzahl der nonNSL-Tage deutlich kleiner als die vierfache Anzahl der NSL-Tage, da in vielen Fällen mehrere NSL-Tage aufeinander folgen und lediglich jene zwei Tage vor und nach diesem NSL-Tage-Block als nonNSL-Tage ausgewählt werden.

Tabelle 3.6: Anzahl der NSL- und nonNSL-Tage im Analysedatensatz, je Analysewinter

Analysewinter	Analysedatensatz				
	NSL-Tage		nonNSL-Tage		Summe
1996/97	18	37%	31	63%	49
1997/98	14	39%	22	61%	36
1998/99	21	34%	40	66%	61
1999/2000	35	51%	34	49%	69
2001/02	33	44%	42	56%	75
2003/04	35	43%	46	57%	81
2005/06	29	50%	29	50%	58
2007/08	35	41%	50	59%	85
2010/11	13	33%	26	67%	39
Summe	**233**	**42%**	**320**	**58%**	**553**

3.3 Methodik der Datenauswertung

3.3.1 Definitionen

Aufgrund der in Kap. 1.4 angeführten Probleme bei Definition und Aufnahme von Nassschneelawinenereignissen werden für die Auswertungen im Rahmen dieser Studie folgende Definitionen festgelegt:

- *Eine **Nassschneelawine** ist eine Lawine, bei der zum Zeitpunkt der Auslösung im Anbruchsgebiet in der Tiefe der versagenden Schneeschicht nasse Schneebedingungen vorherrschend waren.* Gemäß dieser Definition wird versucht die vom Beobachter als Nassschneelawinen definierten Lawinenereignisse zu verifizieren (siehe Kap. 3.2.4.3). Die verifizierten Nassschneelawinenereignisse werden in den Auswertungsdatensatz **aufgenommen**.

- *Eine **gemischte Lawine** ist eine Lawine, bei der zum Zeitpunkt der Auslösung im Anbruchsgebiet in der Tiefe der versagenden Schneeschicht trockene Schneebedingungen vorhanden waren, im Zuge des Lawinenabganges jedoch flüssiges Wasser*

von den Schneemassen aufgenommen bzw. durch Reibung frei wird (siehe Kap. 1.3.3.1) und schließlich nasser Schnee abgelagert wird. Derartige Lawinen wurden vom Beobachter für gewöhnlich als Nassschneelawinen verzeichnet. Im Zuge der Datenaufbereitung (siehe Kap. 3.2.4.3) wird versucht, solche Ereignisse aus dem Auswertungsdatensatz **auszuschließen**.

- Es wird nicht in Feucht- und Nassschneelawinen unterschieden (vgl. Kap. 1.3.3.1). Sofern keine trockenen Schneebedingungen im Anbruchsgebiet vermutet werden, wird das Lawinenereignis als Nassschneelawine klassifiziert.

3.3.2 Auswahl der Analysewinter

Als zu untersuchende Winter (Analysewinter) werden in dieser Studie nur Winter ab 1994/95 herangezogen. Ab diesem Winter liegen die meteorologischen Daten in hoher Auflösung (10-Minuten-Intervall) vor.

Bei der Auswahl wird versucht, möglichst unterschiedliche Winter zu berücksichtigen. Insbesondere wird darauf geachtet, Winter mit wenigen und Winter mit vielen Nassschneelawinenereignissen sowie Winter mit großer maximaler Schneehöhe und Winter mit geringer maximaler Schneehöhe auszuwählen. Weiters wird versucht, nur jene Winter auszuwählen, in denen vergleichsweise viele Schneeprofile vorhanden sind.

Anhand der genannten Kriterien werden folgende **neun Analysewinter** ausgewählt:

- 1996/97
- 1997/98
- 1998/99
- 1999/2000
- 2001/02
- 2003/04
- 2005/06
- 2007/08
- 2010/11

3.3.3 Grundlegende Auswertungen der Datensätze

In Kap. 4.1 werden die Ergebnisse folgender Auswertungen dargelegt und analysiert:

- Anzahl der Lawinen, Nassschneelawinen und Nassschneelawinen aufgeschlüsselt nach Lawinenarten je Analysewinter (Kap. 4.1.1)
- Nassschneelawinen je Lawinenbahn (Kap. 4.1.2)
- Trend der letzten Jahrzehnte des Anteils der Nassschneelawinen an allen Lawinen (Kap. 4.1.3)
- Vergleich von Tagen mit Nassschneelawinenabgängen mit Tagen ohne Nassschneelawinenabgängen über meteorologische Parameter (Kap. 4.1.4)
- Anwendung der „Gradtagzahlmethode“ (angelehnt an die Gradtagzahl zur Berechnung des Heizwärmebedarfs eines Gebäudes) (Kap. 4.1.5)

3.3.4 Analyseverfahren und Entwicklung von Prognosemodellen

3.3.4.1 Mögliche Analyseverfahren (Literaturrecherche)

3.3.4.1.1 Numerische Analyseverfahren und ihre Einsatzmöglichkeiten

In den Publikationen zum Thema finden sich unterschiedliche Ansätze zur Datenanalyse und Identifikation von Einflussfaktoren:

VOLLSINGER (1997), VERBUND (1998) und KLEEMAYR et al. (2000) verwendeten im Rahmen des Projektes NAFT verschiedenste **statistische Auswerteverfahren** (siehe dazu Kap. 3.1.3). Umfangreiche statistische Analysen mit verschiedensten Verfahren zum Vergleich meteorologischer und nivologischer Daten mit Lawinenereignisdaten finden sich auch bei ECKERT et al. (2010). Gegenstand dieser Arbeit war jedoch ein hochwinterlicher Lawinenzyklus mit ausschließlich Trockenschneelawinen aufgrund großer Neuschneemengen.

ZISCHG et al. (2005) verwendeten die Ausgangsdaten lediglich zur Kalibrierung ihres Expertensystems, da die Stichprobengröße für statistische Auswertungen zu gering ist. Sie entwickeln ihr Nassschneelawinen-Prognosemodell mittels regelbasierten Expertenwissens (siehe auch Kap. 2.14).

Bei ROMIG (2004) findet sich ein umfassender Überblick aller bis zum damaligen Zeitpunkt verfassten Studien über statistische Methoden zur Entwicklung von Lawinenprognosemodellen. Eine Übersicht wurde bereits in Kap. 2.14 gegeben. In diesem Kapitel werden jene Verfahren hervorgehoben, die für das Datenkollektiv der vorliegenden Arbeit als am zielführendsten erachtet werden.

ROMIG (2004) und ROMIG et al. (2004) ermittelten mit dem Ansatz des Zweistichproben-t-Tests (einfachster Fall der ANOVA – *Analysis of Variance*) jene Einflussfaktoren, die Nassschneelawinentage von Nicht-Nassschneelawinentagen signifikant unterscheiden (siehe dazu auch Kap. 2.14). Eine ähnliche Vorgangsweise wird bei JOMELLI et al. (2007) und FLOYER und McCLUNG (2003) beschrieben.

T-Tests (Student-t-test) gehören zu den parametrischen Tests und können nur auf normalverteilte Zufallsvariablen angewandt werden. Ist die zugrunde liegende Verteilung nicht normalverteilt müssen nicht-parametrische Tests, wie beispielsweise der **Wilcoxon-Mann-Whitney-Test** (Wilcoxon-Rangsummentest) angewandt werden. Die Verteilung der Zufallsvariablen ist somit zunächst auf Normalverteilung zu testen (z. B. Shapiro-Wilk-Test).

3.3.4.1.2 Prognosemodelle und ihre Einsatzmöglichkeiten

Die meisten Verfahren wurden bereits in Kap. 2.14 vorgestellt. In diesem Kapitel soll die Vorgangsweise der Modellentwicklung in thematisch verwandten Arbeiten skizziert werden.

ZISCHG et al. (2005) entwickelten ein **Expertensystem** zur Prognose eines Nassschneelawinen-Gefahrenpotentials (siehe Kap. 2.14, Pkt. 4). Auch die Analysen von VOLLSINGER (1997), VERBUND (1998) und KLEEMAYR et al. (2000) im Rahmen des Projektes NAFT ergaben für das verwendete Datenmaterial bei Verwendung eines Expertensystems die beste Prognosegüte (siehe dazu Kap. 3.1.3).

In KLEEMAYR et al. (2000) und FLOYER und McCLUNG (2003) wurden für das Auffinden eines aussagekräftigen Prognosemodells Verfahren der linearen **Diskriminanzanalyse** angewandt. HENDRIKX et al. (2005) und BAGGI und SCHWEIZER (2009) wiederum verwendeten **Entscheidungsbäume** (*Classification and Regression trees – C & RT*) zur Lawinenvorhersage (siehe zu beiden Verfahren auch Kap. 2.14).

ROMIG (2004) bzw. ROMIG et al. (2004) hingegen nutzten, ebenso wie JOMELLI et al. (2007), das Verfahren der **logistischen Regression (Logit-Modell)**. Dieses Verfahren wurde auch des Öfteren bei ähnlichen Fragestellungen verwandter Naturgefahren-Ereignisse (z. B. Murgänge) angewandt (JOMELLI et al. 2004, JOMELLI et al. 2006).

3.3.4.2 Verwendetes Analyseverfahren: Das LOGIT-MODELL (logistische Regression)

Für die Erstellung eines Prognosemodells zur Vorhersage der Nassschneelawinenaktivität wird für den Datensatz dieser Studie das Verfahren der **binären logistischen Regression** (Logit-Modell) als am zielführendsten erachtet[25]. Dieses Verfahren wurde bereits in anderen Studien mit ähnlicher Fragestellung und ähnlichem Datensatz erfolgreich angewandt (z. B. ROMIG et al. 2004, JOMELLI et al. 2007 etc.) und basiert auf folgenden Überlegungen (BALTES-GÖTZ 2008):

- Es soll ein nominalskaliertes dichotomes Kriterium untersucht werden. Das heißt, die Kriteriumsvariable besitzt nur zwei mögliche Ausprägungen: „NSL-Tag“ oder „nonNSL-Tag“.
- Es sollen mehrere Regressoren (Parameter) mit metrischer (z. B. Temperatur, Niederschlag etc.) oder nominaler (z. B. Profiltyp, Stabilitätsklasse etc.) Skalenqualität einbezogen werden. Weiters sollen auch mögliche Interaktionen zwischen zwei oder mehreren Regressoren (z. B. Profiltyp und Stabilitätsklasse verknüpft, Niederschlagsform und Niederschlagssumme verknüpft etc.) berücksichtigt werden.

Die *lineare Regressionsanalyse* kann unter diesen Voraussetzungen nicht eingesetzt werden, da im gegenständlichen Fall (BALTES-GÖTZ 2008, IBM 2011)

- keine normalverteilten und varianzhomogenen Residuen vorliegen und
- die Prognosewerte nicht außerhalb des plausiblen Bereiches (< 0 oder > 1) liegen dürfen[26].

Die *lineare Diskriminanzanalyse* wiederum ist aufgrund ihrer Voraussetzungen bezüglich der Prädiktoren[27] (Parameter) nicht anwendbar (siehe dazu BALTES-GÖTZ 2008).

Zur Datenanalyse und Modellerstellung in der gegenständlichen Studie wird somit eine **binäre logistische Regression** verwendet. Das Modell wird anhand metrischer und nominaler Prädiktoren (Parameter, siehe Kap. 3.3.5) generiert. Ordinale Prädiktoren müssen als metrische oder nominale Prädiktoren behandelt werden. Die logistische Regression entspricht somit einem *verallgemeinerten linearen Modell* (BALTES-GÖTZ 2008).

[25] u. a. aufgrund MODER (persönliche Mitteilung).

[26] Bei dichotomen Kriteriumsvariablen sind lediglich Prognosewerte von 0 bis 1 sinnvoll, da diese als Wahrscheinlichkeiten der Zugehörigkeit zur ersten Gruppe interpretiert werden können.

[27] Parameter, die zur Aufnahme ins Modell zur Verfügung stehen, werden als **Prädiktoren** bezeichnet. Parameter, die auch im endgültigen Modell enthalten sind, werden als **Regressoren** bezeichnet.

Die Berechnung und Modellierung erfolgt mit der Software SPSS 18 mit der integrierten Prozedur *LOGISTIC REGRESSION*.

Die in BALTES-GÖTZ (2008), unter Berufung auf Studien anderer Autoren, genannte **Mindeststichprobengröße** von 100 Fällen wird bei Verwendung des gesamten Datensatzes (553 Fälle) deutlich überschritten („Allgemeine Modelle"), bei Auftrennung in ein „Regen"- und ein „Trocken"-Modell (siehe Kap. 3.3.6) jedoch sehr bald unterschritten.

Die **Logit-Funktion** lautet:

Formel 3.1: Logit-Funktion (BALTES-GÖTZ 2008)

$$\ln\left(\frac{P(Y=1\mid X)}{P(Y=0\mid X)}\right)=\beta X=\beta_0+\beta_1 X_1+\beta_2 X_2+\ldots+\beta_M X_M$$

β_M *Regressionskoeffizient*
X_M *Regressorwert (Parameterwert)*
X *unabhängige Variable*
Y *abhängige Variable*

Das Wahrscheinlichkeitsverhältnis in den Klammern auf der linken Seite der Formel 3.1 wird als **Odds**, die logarithmierte Version als **Logit** bezeichnet.

Die **Codierung** der dichotomen Kriteriumsvariable Y erfolgt folgendermaßen:

Tabelle 3.7: Codierung der Kriteriumsvariable Y

Ausprägung	Codierung
NSL-Tag	1
nonNSL-Tag	0

Die **Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zu Gruppe 1 (NSL-Tag)** in Abhängigkeit von den Regressoren, also P(Y=1|X) kann somit folgendermaßen angeschrieben werden:

Formel 3.2: Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zu Gruppe 1 (NSL-Tag) in Abhängigkeit von den Regressoren P(Y=1|X) (JOMELLI et al. 2007, BALTES-GÖTZ 2008)

$$P(Y=1\mid X)=\frac{e^{\beta X}}{1+e^{\beta X}}$$

β_x *Logit (siehe Formel 3.1)*

Das **Vorzeichen des Regressionskoeffizienten** β_M spiegelt somit den Einfluss dieses Regressors auf die Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zu Gruppe 1 (NSL-Tag) P(Y=1|X) wider, also sozusagen den Einfluss auf die Auslösung einer Nassschneelawine:

- Ist β_M positiv, so wird P(Y=1|X) größer. Das heißt, dieser Regressor begünstigt den Abgang einer Nassschneelawine.
- Ist β_M negativ, so wird P(Y=1|X) kleiner. Das heißt, dieser Regressor verringert die Wahrscheinlichkeit für den Abgang einer Nassschneelawine.
- Vorsicht ist geboten bei der Interpretation von Regressionskoeffizienten von Regressoren, die auch negative Werte annehmen können (z. B. Temperatur)!

Die **Größe der Regressionskoeffizienten** wiederum ist schwer zu interpretieren und lässt kaum Vergleiche zwischen mehreren Regressoren hinsichtlich ihres Einflusses auf P(Y=1|X) zu, da die Regressoren mit unterschiedlichen Einheiten (Temperatur in ℃, Niederschlag in mm, Globalstrahlung in W/m² etc.) ins Modell eingehen.

Nachdem P(Y=1|X) für einen bestimmten Fall berechnet wurde, wird dieser Fall einer Gruppe zugeordnet, also „NSL-Tag“ oder „nonNSL-Tag“ (Codierung siehe Tabelle 3.7). Die Gruppenzugehörigkeit wird über einen vordefinierten **Trennwert** ermittelt. Ausgangswert für den Trennwert ist 0,50. Das heißt:

$P(Y=1|X) < 0{,}50 \quad \rightarrow \quad$ Gruppe 0 (nonNSL-Tag)

$P(Y=1|X) \geq 0{,}50 \quad \rightarrow \quad$ Gruppe 1 (NSL-Tag)

Um die Trefferraten zu optimieren, ist es zweckmäßig den Trennwert zu variieren und schlussendlich jenen Trennwert zu ermitteln, der die höchsten Trefferraten ermöglicht. Der optimierte Trennwert wird bei den einzelnen Modellen jeweils angegeben.

Das Ausfiltern der maßgebenden Prädiktoren (= Regressoren) aus der Gesamtanzahl aller Prädiktoren (Parameter, siehe Kap. 3.3.5) wird in der gegenständlichen Studie nach dem Prinzip des **schrittweisen Vorwärtseinschlusses (*stepwise forward selection*)** durchgeführt. Hierzu werden dem Berechnungsverfahren alle Prädiktoren und Prädiktorkombinationen (siehe unten) in einem einzigen Block zur Verfügung gestellt. Die Berechnungsprozedur ermittelt anschließend über einen iterativen Berechnungsalgorithmus automatisch das beste Modell mit den maßgebenden Regressoren und deren Regressionskoeffizienten.

Es wird schrittweise anhand von Signifikanztests entschieden, ob Regressoren aufgenommen oder entfernt werden. Hierfür kommen in der logistischen Regressionsanalyse Maximum-Likelihood-Methoden zum Einsatz, deren Entsprechung in der linearen Regressionsanalyse die Methode der kleinsten Quadrate ist. Es werden Parameterschätzungen[28] bestimmt, welche die Wahrscheinlichkeit der beobachteten Daten unter dem Modell maximieren (BALTES-GÖTZ 2008). Dies erfolgt in der Weise, dass die vom Modell berechnete Gruppenzugehörigkeit (NSL-Tag oder nonNSL-Tag) möglichst oft mit der tatsächlich beobachteten Gruppenzugehörigkeit übereinstimmt. Regressoren und Regressionskoeffizienten werden sozusagen so gewählt, dass die Trefferrate des Modells maximiert wird.

Beim Prinzip des schrittweisen Vorwärtseinschlusses (*stepwise forward selection*) wird in jedem Schritt darüber entschieden, ob ein weiterer Regressor aufgenommen werden soll. Dazu wird für jeden Regressor die Nullhypothese geprüft, dass bei Aufnahme ins Modell der Regressionskoeffizient Null, der Regressor also unbedeutend, ist. Unterscheidet sich der Regressionskoeffizient signifikant von Null (Signifikanzniveau: 0,05), so wird der zugehörige Regressor ins Modell integriert. Nach jeder Aufnahme eines Prädiktors, wird für alle anderen im Modell bereits vorhandenen Prädiktoren jeweils die Nullhypothese geprüft, ob sie unter den neuen Gegebenheiten aus dem Modell entfernt werden können. Ist der Regressionskoeffizient eines vorhandenen Prädiktors bei dieser Prüfung nicht signifikant von Null verschieden (Signifikanzniveau: 0,10), so wird dieser Prädiktor aus dem Modell entfernt (BALTES-GÖTZ 2008, IBM 2011).

Alternativ gäbe es die Möglichkeit des schrittweisen Rückwärtseinschlusses (*stepwise backward selection*). Hier wird zunächst der gesamte Block aufgenommen. Anschließend wird Schritt für Schritt geprüft, ob ein Regressor entfernt werden soll. Nach jeder Elimination wird geprüft, ob ein früher ausgeschlossener Prädiktor wieder aufgenommen werden soll (BALTES-GÖTZ 2008, IBM 2011).

Generell wird für die Modellsuche in der gegenständlichen Arbeit die Berechnungsprozedur „*Vorwärts: LR*[29]“ verwendet. Zur Kontrolle und beim Wunsch einen Prädiktor auf jeden Fall und unabhängig seiner Signifikanz ins Modell zu integrieren wird in manchen Fällen die Berechnungsprozedur „*Einschluss*“ verwendet. Es zeigt sich jedoch, dass in diesen Fällen durchgehend schlechtere Trefferraten erzielt werden, wodurch für die endgültigen und in

[28] „Parameter“ hier nicht im Sinne von Prädiktoren (wie im übrigen Text dieses Kapitels), sondern im statistischen Sinne: Schätzen der Parameter eines Regressionsmodells (hier sind die Parameter die Regressionskoeffizienten).

[29] „LR“ (= *Likelihood-Ratio*): Das heißt, die Entscheidung über Aufnahme oder Entfernung eines Prädiktors wird mit dem Likelihood-Quotiententest gefällt.

dieser Arbeit präsentierten Modelle wiederum zur Berechnungsprozedur „*Vorwärts: LR*“ zurückgekehrt wird.

Kategoriale Prädiktoren müssen in SPSS durch den Anwender definiert werden. Dichotome kategoriale Prädiktoren (z. B. die Niederschlagsform, also Schnee oder Regen[30]) lassen sich bei der logistischen Regression genauso verwenden wie metrische. Bei kategorialen Prädiktoren mit mehr als zwei Ausprägungen (z. B. Profiltyp, Stabilitätsklasse etc.) wird die Bildung geeigneter Kodiervariablen nötig, die als zusätzliche Prädiktoren der Modellbildung zur Verfügung gestellt werden. Nach Definition der kategorialen Prädiktoren erfolgt dies durch die Berechnungsprozedur automatisch. Verbleiben kategoriale Regressoren im Modell, darf die Existenz von x-1 Kodiervariablen mit x-1 Regressionskoeffizienten für eine kategoriale Variable mit x Ausprägungen in der Regressionsgleichung nicht verwundern. Genaueres hierzu ist in BALTES-GÖTZ (2008) und KOPP und LOIS (2009) nachzulesen.

Parameterkombinationen, also verknüpfte Parameter wie beispielsweise „Profiltyp verknüpft mit Stabilitätsklasse“ oder „Niederschlagsform verknüpft mit Niederschlagssumme“, können als sogenannte Interaktionsvariable für die Modellerstellung zur Verfügung gestellt werden. Die Verknüpfung erfolgt durch Produktbildung (Prädiktor A * Prädiktor B).

Die **Beurteilung der Modellgültigkeit** kann über verschiedene Tests erfolgen wie beispielsweise die *Hosmer-Lemeshow-Statistik* (siehe dazu BALTES-GÖTZ 2008). Die Werte der Hosmer-Lemeshow-Statistik für jedes Modell sind in Anhang 4 angeführt.

Eine bessere **Anpassung des Modells** an den Datensatz bzw. das Beheben lokaler Anpassungsschwächen erfolgt durch Analyse der Residuen zur Ausreißer-Diagnose und Trennwert-Optimierung und durch Analyse einflussreicher Fälle (Analyse über Cook´s Distanzen). In sehr seltenen Fällen werden extreme Ausreißer bzw. sehr einflussreiche Fälle aus dem Datensatz ausgeschlossen. Bei den meisten Modellen bewegen sich jedoch alle Fälle im „normalen“ Rahmen und werden im Datensatz belassen.

Als **Maßzahl für die Modellevaluation**, die als Ersatz für den Determinationskoeffizienten (Bestimmtheitsmaß R^2) der linearen Regression interpretiert wird, wird das *Pseudo-R^2 nach Nagelkerke*[31] herangezogen (BALTES-GÖTZ 2008). Das Pseudo-R^2 nach Nagelkerke ist für alle Modelle wenig zufrieden stellend, die exakten Werte sind in Anhang 4 angeführt.

[30] im Modell der Prädiktor *Regen* bzw. *Regen1*, *Regen5* und *Regen10*

[31] Entspricht einer Standardisierung des generalisierten R^2 nach Cox & Snell um den gewohnten R^2-Wertebereich von 0 bis 1 zu erhalten.

Für die Fragestellung dieser Arbeit ist jedoch die prädiktive Effizienz, also die Prognosegüte des jeweiligen Modells von höchster Wertigkeit. Die Beurteilung der Praxistauglichkeit eines Modells bzw. der Vergleich der Prognosegüte mehrerer Modelle untereinander erfolgt daher über die **Trefferrate**. Die Trefferraten der einzelnen Modelle sind untereinander und mit jener des *Nullmodells* zu vergleichen (Tabelle 4.3 und Tabelle 4.4, Kap. 4.2).

Trefferraten, die für dieselbe Stichprobe ermittelt werden aus der das Modell stammt, werden oftmals überschätzt. Zur **Kreuzvalidierung des Modells** ist somit eine unabhängige Stichprobe (BALTES-GÖTZ 2008) oder das Resampling der Stichprobe mit Bootstrap-Methoden (JOMELLI et al. 2007) erforderlich. Aufgrund des großen zur Verfügung stehenden Datensatzes wird das Problem in dieser Studie dadurch gelöst, dass lediglich 80 % der Fälle (Zufallsauswahl) der Modellbildung zur Verfügung stehen (*training sample*). Die restlichen 20 % der Fälle werden anschließend zur Kreuzvalidierung herangezogen (*testing sample*). Die Trefferraten beider Stichproben finden sich für jedes Modell in Anhang 4.

Die Schätzwerte der Regressionskoeffizienten der im Modell verbleibenden Regressoren werden anhand von Korrelationsmatrizen auf **Multikollinearität** verglichen. Multikollinearität liegt vor, wenn zwei oder mehr enthaltene Variablen eine starke Korrelation miteinander aufweisen. Korrelationen ab ca. 0,80 deuten auf Multikollinearität hin. Bei Vorliegen von Multikollinearität wird das Verfahren zur Schätzung der Regressionskoeffizienten instabil und Aussagen zur Schätzung der Regressionskoeffizienten zunehmend ungenau (KOPP und LOIS 2009). Bei den in dieser Studie entwickelten Modellen finden sich jedoch kaum Hinweise auf Multikollinearität.

3.3.5 Verfügbare Parameter

1 Topografische Parameter (Kap. 2.8.1):

Aufgrund der sehr inhomogenen Verteilung der Nassschneelawinenereignisse auf die einzelnen Lawinenbahnen (Tabelle 4.2, Kap. 4.1.2) und der daraus resultierenden äußerst geringen Stichprobengröße in manchen Lawinenbahnen, beschränkt sich diese Studie auf die globale Auswertung aller Ereignisse. Topografische Parameter der einzelnen Lawinenbahnen werden somit nicht in die Auswertung miteinbezogen.

2 Meteorologische Parameter (Kap. 2.8.2):

Im Falle meteorologischer Parameter können für die Vorhersage von Nassschneelawinen sowohl die aktuellen Parameterwerte (x) von Bedeutung sein, als auch die Werte desselben Parameters an den vorangegangenen Tagen (x-i). Mehrere Autoren (u. a.

ROMIG et al. 2004) fanden heraus, dass für bestimmte Parameter die Werte bis zu drei Tage zurück (also x, x-1, x-2 und x-3) relevant sind (z. B. die Tagesmaxima der Lufttemperatur der letzten drei Tage). Frühere Werte haben dagegen keinen signifikanten Einfluss auf das Prognoseergebnis für den Tag x.

Alle möglicherweise einflussreichen Parameter und ihre Berücksichtigung bei der Auswertung finden sich in Tabelle 3.8. Die meteorologischen Parameterwerte werden ausschließlich den Daten der Station Mooserboden (MOBO) entnommen (siehe Kap. 3.2.2).

3 Nivologische Parameter (Kap. 2.8.3):

Der Versuch der Prognose der Nassschneelawinenaktivität soll nicht, wie in den meisten bisherigen Studien, ausschließlich über meteorologische Parameter erfolgen. Es werden zusätzlich auch Daten über den Schneedeckenaufbau in die Modellbildung miteinbezogen. Der Schneedeckenaufbau soll über Profiltyp und Stabilitätsklasse berücksichtigt werden (siehe Kap. 3.2.3.3).

4 Sonstige Parameter:

Weitere Parameter, die möglicherweise für die Prognose von Nassschneelawinenereignissen hilfreich sein können, werden ebenfalls in Tabelle 3.8 aufgelistet.

Tabelle 3.8 gibt einen Überblick über alle möglicherweise einflussreichen Parameter und ihre Berücksichtigung bei der Modellbildung mittels logistischer Regression. Es wird die Berücksichtigung, also die Zurverfügungstellung bei der Modellbildung, des jeweiligen Parameters mit „JA“, die Nicht-Berücksichtigung mit „NEIN“ bezeichnet. Die Angaben beziehen sich in erster Linie auf die „Allgemeinen Modelle“. „Regen“- bzw. „Trocken“-Modellen wird sinnvollerweise nur eine verminderte Anzahl an Parametern bei der Modellbildung zur Verfügung gestellt. Die Beschreibung dieser Modelltypen und der zwei unterschiedlichen Modellkategorien „theoretisch“ und „praxistauglich“ findet sich in Kap. 3.3.6.

Tabelle 3.8: Einflussreiche Parameter und ihre Berücksichtigung bei der Modellbildung

Parameter	Abkürzung	Einheit	theoretische Modelle	praxistaugliche Modelle	Anmerkung
METEOROLOGISCHE PARAMETER:					
Lufttemperatur:					
Mittelwert der letzten 12 Std. (Basis: 19:00)	Tam12	℃	JA	NEIN	
Mittelwert der letzten 24 Std. (Basis: 19:00)	Tam24	℃	JA	NEIN	
Mittelwert der letzten 72 Std. (Basis: 19:00)	Tam72	℃	JA	NEIN	
Maximum der letzten 12 Std. (Basis: 19:00)	Tamax12	℃	JA	JA	
Maximum der letzten 24 Std. (Basis: 19:00)	Tamax24	℃	NEIN	NEIN	Tamax24 selten größer (Nacht!) als Tamax12
Maximum der letzten 72 Std. (Basis: 19:00)	Tamax72	℃	NEIN	NEIN	Tamax der Vortage kaum relevant
Minimum der letzten 24 Std. (Basis: 19:00)	Tamin24	℃	JA	JA	
Minimum der letzten 72 Std. (Basis: 19:00)	Tamin72	℃	NEIN	NEIN	Tamin der Vortage kaum relevant
Trend der Tagesmittelwerte (Basis: 2x 19:00)	Tatrendm0048	℃	JA	NEIN	Tag minus Vortag
Trend der Tagesmittelwerte (Basis: 2x 19:00)	Tatrendm2472	℃	JA	NEIN	Vortag minus Vorvortag
Trend der Tagesmittelwerte (Basis: 2x 19:00)	Tatrendm0072	℃	NEIN	NEIN	Tag minus Vorvortag, Summe von Tatrendm-0048 & Tatrendm2472 nicht aussagekräftig: 3-Tages-Trend verfälscht, da Vortag nicht eingeht; in Kombinationen ev. sinnvoll (sh. Tabelle 3.9)
Trend der Tagesmaxima (Basis: 2x 19:00)	Tatrendmax0036	℃	JA	JA	Tag minus Vortag
Trend der Tagesmaxima (Basis: 2x 19:00)	Tatrendmax2460	℃	JA	JA	Vortag minus Vorvortag
Trend der Tagesmaxima (Basis: 2x 19:00)	Tatrendmax0060	℃	NEIN	NEIN	Tag minus Vorvortag, Summe von Tatrendmax-0036 & Tatrendmax2460 nicht aussagekräftig: 3-Tages-Trend verfälscht, da Vortag nicht eingeht; in Kombinationen ev. sinnvoll (sh. Tabelle 3.9)

Lufttemperaturindex Tagesmittelwerte	Tindexm	℃	NEIN	NEIN	Gradtagzahlmethode (siehe Kap. 3.3.3) nicht aussagekräftig (siehe Kap. 4.1.5)
Lufttemperaturindex Tagesmaxima	Tindexmax	℃	NEIN	NEIN	Gradtagzahlmethode (siehe Kap. 3.3.3) nicht aussagekräftig (siehe Kap. 4.1.5)
relative Luftfeuchtigkeit		%	NEIN	NEIN	kaum relevant
Strahlung:					
Summe der Global-strahlung der letzten 12 Std.	Globstrsum12	W/m²	JA	NEIN	kurzwellige Einstrahlung = Energieeintrag in Schneedecke
Summe der Global-strahlung der letzten 72 Std.	Globstrsum72	W/m²	JA	NEIN	kurzwellige Einstrahlung = Energieeintrag in Schneedecke
langwellige Ausstrahlung		W/m²	NEIN	NEIN	nicht verfügbar
Bewölkungsgrad tagsüber		-	NEIN	NEIN	nicht verfügbar bzw. tw. redundant mit Globalstrahlung
Sonnenscheindauer		min	NEIN	NEIN	unbekannter Schwellen-wert des Messgerätes (Problematik dünner Wolken) bzw. tw. redun-dant mit Globalstrahlung
Bewölkungsgrad nachts		-	NEIN	NEIN	nicht verfügbar
Strahlungsindex Globalstrahlung	Globstrindex	W/m²	NEIN	NEIN	Gradtagzahlmethode (siehe Kap. 3.3.3) nicht aussagekräftig (siehe Kap. 4.1.5)
Mittlere Strahlungsintensität		W/(m².h)	NEIN	NEIN	Globstrsum12 dividiert durch die „Tageslänge“ (Zeit mit Strahlungs-eintrag) Globstrsum12 (= Energie-eintrag) besitzt höhere Relevanz
Niederschlag:					
Niederschlagssumme der letzten 24h (Basis: 07:00 des Folgetags)	Nsum24	mm	JA	JA	
Niederschlagssumme der letzten 72h (Basis: 07:00 des Folgetags)	Nsum72	mm	JA	JA	
Maximale Nieder-schlagsintensität der letzten 24h (Basis: 07:00 des Folgetags)	Nmax24	mm/h	JA	JA	gleitender 1h-Nieder-schlag

Niederschlagsform (Nsum24 > 1,0 mm)	Regen1	-	JA	JA	„**1**“, wenn Schneefallgrenze während letzten 24h (Basis: 7:00 des Folgetages) höher als das tiefste Anbruchsgebiet liegt und wenn Nsum24 > x mm, sonst „**0**“
Niederschlagsform (Nsum24 > 5,0 mm)	Regen5	-	JA	JA	
Niederschlagsform (Nsum24 > 10,0 mm)	Regen10	-	JA	JA	
Niederschlagsform (Nsum72 > x mm)	Regen (72)	-	NEIN	NEIN	kaum relevant, bei Regen ist eine unmittelbare Reaktion (24h) zu erwarten
Neuschneehöhe		cm	NEIN	NEIN	nicht verfügbar, Information ist in Nsum enthalten
Wind:					
Windrichtung		°	NEIN	NEIN	für Auslösung von NSL kaum relevant
Windstärke (Mittelwert, Böe)		m/s	NEIN	NEIN	für Auslösung von NSL kaum relevant
Luftdruck		mbar	NEIN	NEIN	kaum relevant
NIVOLOGISCHE PARAMETER:					
Schneehöhe	Hs	cm	NEIN	NEIN	verzerrt das Modell, da stark abhängig von Winterverlauf, Jahreszeit etc.
Schneetemperatur	Ts	℃	NEIN	NEIN	fehlerbehaftete Daten, Messung maximal 60 cm über dem Boden
Wassergehalt	LWC	%	NEIN	NEIN	nicht verfügbar
Schneedeckenaufbau:					
Profiltyp	Profiltyp	-	JA	JA	parametrisiert (sh. Pkt. 3, S. 164); zeitlich nächstgelegenes Schneeprofil
Stabilitätsklasse	Stabilitätskl.	-	JA	JA	parametrisiert (sh. Pkt. 3, S. 164); zeitlich nächstgelegenes Schneeprofil
SONSTIGE PARAMETER:					
Jahreszeit (Monat)		-	NEIN	NEIN	verzerrt das Modell
Tageszeit		-	NEIN	NEIN	für NSL-Ereignisse nicht verfügbar; verzerrt das Modell
Stabilitätstests		-	NEIN	NEIN	nicht verfügbar
beobachtete NSL		-	NEIN	NEIN	verzerrt das Modell
VERWENDETE PARAMETER:			**19**	**12**	Anzahl „JA“

Zusätzlich zu den in Tabelle 3.8 angeführten Grund-Parametern werden der Modellbildung auch sämtliche sinnvollen Parameterkombinationen zur Verfügung gestellt um mögliche Verknüpfungen von Parametern bzw. Interaktionen zwischen Parametern im Modell abbilden zu können. Die verwendeten Parameterkombinationen sind in Tabelle 3.9 ersichtlich.

Tabelle 3.9: Kombinationen von Parametern und ihre Berücksichtigung bei der Modellbildung

Parameterkombination	theo-retische Modelle	praxis-taugliche Modelle	Anmerkung
Tatrendm0048*Tatrendm2472	JA	NEIN	
Tatrendm0048*Tatrendm0072	JA	NEIN	
Tatrendm2472*Tatrendm0072	JA	NEIN	
Tatrendm0048*Tatrendm2472*Tatrendm0072	JA	NEIN	
Tatrendmax0036*Tatrendmax2460	JA	JA	
Tatrendmax0036*Tatrendmax0060	JA	JA	
Tatrendmax2460*Tatrendmax0060	JA	JA	
Tatrendmax0036*Tatrendmax2460* Tatrendmax0060	JA	JA	
Globstrsum12*Globstrsum72	JA	NEIN	
Nsum24*Regen1	JA	JA	
Nsum72*Regen1	JA	JA	
Nmax24*Regen1	JA	JA	
Nsum24*Regen5	JA	JA	
Nsum72*Regen5	JA	JA	
Nmax24*Regen5	JA	JA	
Nsum24*Regen10	JA	JA	
Nsum72*Regen10	JA	JA	
Nmax24*Regen10	JA	JA	
Profiltyp*Stabilitätskl.	JA	JA	
VERWENDETE PARAMETERKOMBINATIONEN:	**19**	**14**	Anzahl „JA“

Der **Basis-Parametersatz** umfasst somit, gemäß Tabelle 3.8 und Tabelle 3.9,

- für die **theoretischen Modelle** 19 Grund-Parameter und 19 Parameterkombinationen, also insgesamt **38 Parameter** und
- für die **praxistauglichen Modelle** 12 Grund-Parameter und 14 Parameterkombinationen, also insgesamt **26 Parameter**.

BAGGI und SCHWEIZER (2009) untersuchten den Einfluss einer ähnlich großen Anzahl an Parametern (36). Auch die Definition der einzelnen Parameter erfolgte ähnlich.

3.3.6 Modelltypen

Im Zuge der Modellentwicklung mittels logistischer Regression wird eine Vielzahl an Modellen entwickelt. Die einzelnen Modelle unterscheiden sich einerseits hinsichtlich ihres Stichprobenumfangs und andererseits hinsichtlich ihres zur Modellbildung zur Verfügung gestellten Parametersatzes. Eine zusammenfassende Darstellung der einzelnen Modelltypen findet sich in Tabelle 3.10.

A Unterschiede im Stichprobenumfang:

1 „**Allgemeine Modelle**“: Es wird der gesamte Datensatz von 553 Fällen (233 NSL-Tage und 320 nonNSL-Tage) verwendet.

2 „**Regen-Modelle**“: Dieser Datensatz umfasst jene Fälle, die als „Rain-on-Snow-Events“ klassifiziert wurden (siehe Kap. 3.2.2.3). Es werden drei Regen-Modelle mit unterschiedlichem Klassifizierungs-Schwellenwert für die relevante Regenmenge (> 1,0 mm; > 5,0 mm; > 10,0 mm) entwickelt.

3 „**Trocken-Modelle**“: Diese Modelle umfassen den komplementären Datensatz zum entsprechenden „Regen“-Modell. Sie beinhalten somit Tage ohne Niederschlag, Tage mit Niederschlag in Form von Schnee (maximale Schneefallgrenze liegt tiefer als tiefstes Anbruchsgebiet) und Tage mit Regen, wobei die Regenmenge kleiner als der jeweilige Schwellenwert ist.

Die jeweiligen „Regen“- und „Trocken“-Modelle sind komplementär. Das heißt, die Summe der beiden Stichprobenumfänge beträgt 553 Fälle. Die **komplementären „Regen“- und „Trocken“-Modelle** sind stets in Kombination anzuwenden. Zunächst bedarf es der Klassifizierung eines Tages mittels des modellspezifischen Regenmengen-Schwellenwerts als „Regen“- oder „Trocken“-Tag, ehe eines der beiden Modelle Anwendung findet.

Der Stichprobenumfang der „Regen“-Modelle nimmt mit höherem Schwellenwert ab (siehe Tabelle 3.10). Bei einem Schwellenwert von 10,0 mm werden nur noch 55 Tage als „Regen“-Tage klassifiziert, wodurch kein stabiles Modell mehr erzielt werden kann. Die Entwicklung eines komplementären „Regen“- und „Trocken“-Modells mit Schwellenwert 10,0 mm ist daher nicht sinnvoll.

B Unterschiede im Parametersatz:

Den „**Allgemeinen Modellen**“ wird der gesamte Basis-Parameterdatensatz von 19 Grund-Parametern und 19 Parameterkombinationen, also insgesamt 38 Parametern (siehe Kap. 3.3.5) für die Modellbildung zur Verfügung gestellt.

„**Regen**“- und „**Trocken“-Modellen** wird sinnvollerweise ein verminderter Parametersatz für die Modellbildung zur Verfügung gestellt. Es entfallen die Parameter Regen1, Regen5 und Regen10 sowie alle ihre Kombinationen[32], da über diese Information bereits die Fälle entweder dem „Regen“- oder dem „Trocken“-Modell zugeteilt wurden und die beiden Stichproben sozusagen „sortenrein“ sind. Der Umfang des Parametersatzes der jeweiligen „Regen“- und „Trocken“-Modelle findet sich in Tabelle 3.10.

Weiters werden für jeden unter Pkt. A angeführten Modelltyp zwei verschiedene Modelle entwickelt:

1 „**Theoretische Modelle**“: Ihnen wird der gesamte Basis-Parameterdatensatz (38 Parameter) für die Modellbildung zur Verfügung gestellt.

2 „**Praxistaugliche Modelle**“: Ihnen wird nur ein verminderter Parameterdatensatz für die Modellbildung zur Verfügung gestellt. Es werden nur jene Parameter bereitgestellt, die in der anwendungsorientierten Praxis des Lawinenwarndienstes relativ gut für den nächsten Tag vorhersagbar sind und beispielsweise der Wettervorhersage entnommen werden können (z. B. Tageshöchsttemperatur, Niederschlagssumme etc.). Jene Parameter, die in der verwendeten Form kaum prognostizierbar sind (z. B. Tagesmittelwert der Lufttemperatur, Globalstrahlungssumme etc.) werden von der Modellbildung ausgenommen.

Eine genaue Auflistung, um welche Parameter der Basis-Parameter-Datensatz bei den „praxistauglichen Modellen“ vermindert wird, findet sich in Kap. 3.3.5, Tabelle 3.8 und Tabelle 3.9.

Bei den „theoretischen Modellen“ ist eine höhere Trefferrate zu erwarten, da alle verfügbaren Parameter der Modellbildung zur Verfügung gestellt werden. Die „praxistauglichen Modelle“ werden bereits in Hinblick auf eine mögliche Anwendung in der täglichen Arbeit des Lawinenwarndienstes entwickelt. Eine möglicherweise geringere Trefferrate muss hier in Kauf genommen werden.

[32] Regen1, Regen1*Nsum24, Regen1*Nsum72, Regen1*Nmax24, Regen5, Regen5*Nsum24, Regen5*Nsum72, Regen5*Nmax24, Regen10, Regen10*Nsum24, Regen10*Nsum72, Regen10*Nmax24 (insgesamt 12 Parameter)

C Referenzmodelle:

Zur Einschätzung der Güte der Trefferraten der entwickelten Modelle werden zwei **Nullmodelle** herangezogen:

1 „**Nullmodell 1**“: Es enthält alle Wintertage (jeweils 1. Dezember bis 31. Mai) der Analysewinter (1.641 Fälle) und gibt die Trefferrate an, im Falle dass die Prognose für jeden Tag des Winters „nonNSL-Tag“ lautet.

2 „**Nullmodell 2**“: Es enthält alle Tage der typischen Nassschneelawinen-Saison (jeweils 1. März bis 15. Mai) im Untersuchungsgebiet (684 Fälle). Etwa 80 % aller Nassschneelawinen der Analysewinter fallen in diesen Zeitraum. Das Modell gibt die Trefferrate an, im Falle dass die Prognose für jeden Tag dieses Zeitraums „nonNSL-Tag“ lautet.

Es ist zu erwarten, dass die Trefferrate von „Nullmodell 1“ relativ groß ist, da die Anzahl der „nonNSL-Tage“ jene der „NSL-Tage“ deutlich überwiegt. Während der Nassschneelawinen-Saison ist dieses Verhältnis ausgeglichener, wodurch für „Nullmodell 2“ eine geringere Trefferrate als für „Nullmodell 1“ zu erwarten ist.

Die Trefferrate eines guten Prognosemodells sollte die Trefferraten der Nullmodelle deutlich übertreffen, andernfalls ist keine Verbesserung der Prognosegüte gegenüber dem „sturen Setzen auf nonNSL-Tag“ gegeben.

Welches der Nullmodelle als Referenzmodell herangezogen werden sollte, ist diskussionswürdig. Grundsätzlich gebietet dem Prognostiker bereits der Hausverstand, dass im Früh- und Hochwinter die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang äußerst gering ist (mit Ausnahme während besonderer Wetterphänomene wie Föhn, Regen oder Warmlufteinbrüchen). Somit erscheint es sinnvoller den Einsatz eines Nassschneelawinen-Prognosemodells auf den typischen Zeitraum der Nassschneelawinen-Saison (1. März bis 15. Mai) zu beschränken. Demnach ist es ratsamer „Nullmodell 2“ als Referenzmodell zu wählen.

Die Minimalanforderung, die an ein gutes Prognosemodell gestellt wird, liegt somit darin, die Trefferrate von „Nullmodell 2“ (65,9 %, siehe Kap. 4.2) zu übertreffen. Um eine sinnvolle Hilfestellung bei der Prognosetätigkeit des Lawinenwarndienstes bieten zu können, sollten jedoch **Trefferraten in der Größenordnung von zumindest 80 %** erreicht werden.

Tabelle 3.10: Überblick über die einzelnen Modelltypen

Modelltyp	Bezeichnung	Stichproben-umfang	Umfang Parametersatz
Nullmodell 1	**00-1**	1.641 Fälle	-
Nullmodell 2	**00-2**	684 Fälle	-
Theoretisches Allgemeines Modell	**A0-A**	553 Fälle	38 Parameter
Praxistaugliches Allgemeines Modell	**A0-B**	553 Fälle	26 Parameter
Theoretisches Regen-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 1,0 mm)	**R1-A**	158 Fälle	26 Parameter
Praxistaugliches Regen-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 1,0 mm)	**R1-B**	158 Fälle	14 Parameter
Theoretisches Trocken-Modell (Trocken-Tag, wenn Nsum24 ≤ 1,0 mm)	**T1-A**	395 Fälle	26 Parameter
Praxistaugliches Trocken-Modell (Trocken-Tag, wenn Nsum24 ≤ 1,0 mm)	**T1-B**	395 Fälle	14 Parameter
Theoretisches Regen-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 5,0 mm)	**R5-A**	93 Fälle	26 Parameter
Praxistaugliches Regen-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 5,0 mm)	**R5-B**	93 Fälle	14 Parameter
Theoretisches Trocken-Modell (Trocken-Tag, wenn Nsum24 ≤ 5,0 mm)	**T5-A**	460 Fälle	26 Parameter
Praxistaugliches Trocken-Modell (Trocken-Tag, wenn Nsum24 ≤ 5,0 mm)	**T5-B**	460 Fälle	14 Parameter
Theoretisches Regen-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 10,0 mm)	**R10-A**	55 Fälle	26 Parameter
Praxistaugliches Regen-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 10,0 mm)	**R10-B**	55 Fälle	14 Parameter
Theoretisches Trocken-Modell (Trocken-Tag, wenn Nsum24 ≤ 10,0 mm)	**T10-A**	498 Fälle	26 Parameter
Praxistaugliches Trocken-Modell (Trocken-Tag, wenn Nsum24 ≤ 10,0 mm)	**T10-B**	498 Fälle	14 Parameter

3.3.7 Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell

Der Schneedeckenaufbau ist hauptverantwortlich für die Stabilität der Schneedecke und scheint somit auch großen Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit der Auslösung von Nassschneelawinen zu haben (siehe Kap. 2.8.3.4). Eine Vorhersage von Nassschneelawinen alleine über meteorologische Daten wird als nicht besonders erfolgversprechend angesehen (MITTERER et al. 2011b), somit kommt dem Schneedeckenaufbau eine nicht zu unterschätzende Bedeutung zu.

Der Schneedeckenaufbau wird in dieser Studie bei der Entwicklung von Prognosemodellen in Form der Parameter Profiltyp und Stabilitätsklasse berücksichtigt (siehe Kap. 3.3.5). Wie in Kap. 4.2 dargestellt, werden diese Parameter beim Verfahren der logistischen Regression jedoch in keines der Modelle aufgenommen. In einem zweiten Schritt soll nun versucht werden, die dem Autor als wesentlich erscheinenden Informationen über die Schneedecke doch noch ins Modell zu integrieren.

Hierfür soll zunächst die Häufigkeitsverteilung der Profiltypen bzw. Stabilitätsklassen an NSL-Tagen ermittelt und analysiert und anschließend die mit dem Logit-Modell errechneten Wahrscheinlichkeiten je nach Schneedeckenaufbau mit einem Faktor multipliziert werden. Über diese modifizierte Wahrscheinlichkeit soll die Gruppenzugehörigkeit ermittelt und die Trefferraten errechnet werden (siehe Kap. 4.3). Höhere Trefferraten als jene des Logit-Modells würden die (nachträgliche) Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell rechtfertigen.

4 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

4.1 Auswertungen der Datensätze

4.1.1 Lawinencharakteristik der Analysewinter

In Tabelle 4.1 findet sich eine Übersicht über die Anzahl aller beobachteten Lawinen und die Anzahl der (verifizierten) Nassschneelawinen je Analysewinter, unterteilt nach Lawinenart. Weiters wird das Datum der ersten und der letzten Nassschneelawine des Winters sowie das Maximum der Schneehöhe angegeben.

Tabelle 4.1: Lawinencharakteristik und maximale Schneehöhe der Analysewinter

Analysewinter	Lawinen gesamt	Nassschneelawinen [1]	Lockerschneelawine nass [2]	Schneebrettlawine nass [2]	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen nass [2]	Grundlawine [2]	große Nassschneelawinen [3]	erste Nassschneelawine	letzte Nassschneelawine	maximale Schneehöhe [cm]	maximale Schneehöhe [Datum]
1996/97	43	18	4	5	7	2	5	24.02.97	15.05.97	220	06.04.97 17.04.97
1997/98	50	15	3	3	9	0	0	15.02.98	30.04.98	165	21.03.98
1998/99	108	39	11	26	2	0	5	13.12.98	18.05.99	247	07.03.99
1999/2000	158	70	2	59	1	8	9	05.02.00	04.05.00	287	18.03.00
2001/02	148	84	0	55	13	16	6	01.12.01	25.04.02	171	27.03.02 21.04.02
2003/04	118	77	11	51	15	0	10	02.02.04	22.05.04	176	09.03.04
2005/06	125	76	4	45	18	9	15	16.03.06	20.05.06	155	13.04.06
2007/08	112	59	5	37	10	7	8	20.11.07	20.05.08	248	04.04.08
2010/11	64	34	8	21	5	0	2	12.03.11	19.04.11	108 [4]	23.02.11
Summe	**926**	**472**	**48**	**302**	**80**	**42**	**60**	**-**	**-**	**-**	**-**

[1] in dieser Auswertung (dieser Tabelle) wurden nur verifizierte Nassschneelawinen berücksichtigt

[2] gemäß Klassifizierung durch den Beobachter

[3] gemäß Klassifizierung durch den Beobachter (beinhaltet Klassen „groß“ und „mächtig“)

[4] an manchen Tagen höhere Werte gemessen, die Daten an diesen Tagen sind jedoch fehlerbehaftet

Es sei jedoch angemerkt, dass an manchen Tagen mit mehreren Lawinenereignissen, diese durch den Beobachter zusammengefasst wurden (Stichwort „Alle Lawinen“, siehe Kap. 3.2.4.1). Somit ist die Anzahl der tatsächlich beobachteten Lawinen um einen unbekannten Faktor größer als die dieser Auswertung zugrunde liegende Anzahl. Die Ergebnisse sind hierdurch möglicherweise geringfügig verzerrt.

Die Daten in Tabelle 4.1 beinhalten folgende wesentlichen Ergebnisse:

- Von den insgesamt 472 verifizierten Nassschneelawinen während der Analysewinter wurde die überwiegende Mehrheit (**64 %**) als **Schneebrettlawine** klassifiziert.

- Etwa **13 %** aller Nassschneelawinen wurden durch den Beobachter als „**groß**“ oder „**mächtig**“ beschrieben. Dieser Anteil schwankt in den Analysewintern zwischen 0 und 28 %.

- Die **Nassschneelawinensaison** beginnt üblicherweise **Ende Februar** und endet zumeist **Ende April bis Mitte Mai**. Einzelne Nassschneelawinen können bei entsprechenden Witterungsbedingungen bereits ab November auftreten.

- Das **größte saisonale Maximum der Schneehöhe** aller Analysewinter trat im Winter 1999/2000 mit **287 cm** am 18.03.2000 auf, das kleinste saisonale Maximum im Winter 2010/11 mit 108 cm am 23.02.2011. Im **Durchschnitt** der Analysewinter beträgt das saisonale Maximum der Schneehöhe **197 cm**.

- Das **saisonale Maximum der Schneehöhe** wird üblicherweise im **März** oder **April** erreicht.

4.1.2 Nassschneelawinen je Lawinenbahn

In Tabelle 4.2 findet sich die Summe der beobachteten Lawinen bzw. Nassschneelawinen je Lawinenbahn für alle Winter von 1943/44 bis 2010/11 (68 Winter) bzw. für die neun Analysewinter. In Anhang 2 findet sich die detaillierte Aufschlüsselung der Anzahl der Nassschneelawinen je Lawinenbahn und Winter von 1943/44 bis 2010/11.

Auch hier seien mögliche Verzerrungseffekte durch die Bezeichnung „Alle Lawinen“ (siehe Kap. 3.2.4.1), durch die nur in neun Wintern durchgeführte Verifizierung der Nassschneelawinen (siehe Kap. 3.2.4.3) und durch die in früheren Wintern und Wintern mit Bautätigkeit weniger vollständige Erfassung der Lawinenabgänge (siehe Kap. 3.2.4.2) erwähnt.

Tabelle 4.2: Lawinen bzw. Nassschneelawinen je Lawinenbahn

Nr.	Lawine	Anzahl Lawinen 43/44-10/11	Anzahl Lawinen Analysewinter	Anzahl NSL [1] 43/44-10/11	Anzahl NSL [1] Analysewinter
2	Klockerinlawine	30	9	6	1
4	Kaindlkeeslawine	35	4	15	1
6	Drossenlawine	27	8	13	5
8	Wielingerlawine	41	23	24	12
10	Karlbachlawine	76	29	35	12
12	Hausebenlawine	23	12	15	7
14	Mitterbachlawine	76	24	36	15
16	Baumgärtenlawine	17	5	12	4
18	Limberggrabenlawine	48	18	26	9
20	Ostliftlawine	33	13	18	10
22	Osthanglawine	49	12	25	3
24	Kempsenlawine	10	2	10	2
26	Geierkögerllawine	12	0	9	0
28	Griesbachlawine	36	22	15	8
30	Grasbichlgrabenlawine	47	12	30	6
32	Überfuhrlawine	80	13	50	7
34	Wintergassenlawine	97	23	60	9
36	Rauchlochgrabenlawine	33	5	24	3
38	Krapfgrabenlawine	16	2	11	0
1	Grubbachkarlawine	12	4	6	1
3	Lawine auf Kehre 7	8	1	5	1
5	Lawine auf Kehre 6	2	0	1	0
7	Höhenburglawinen West	7	0	4	0
7a	Höhenburglawine Ost	0	0	0	0
9	Grubbachlawine	2	0	1	0
11	Ebmattenlawine	168	56	77	17
13	Beilwandlawine	77	28	34	15
15	Kitzsteinhornlawine	175	55	96	25
17	Hochschoberlawine	62	14	38	9
19	Hintere Bärrinnelawine	132	38	77	20
21	Mittlere Bärrinnelawine	95	27	54	15
23	Seichenlawine	131	61	90	41
25	Vordere Bärrinnelawine	169	54	105	31
27	Königstuhllawine	105	28	65	15
29	Lärchwandlawine	124	35	77	21
31	Schwarze Wandlawine	39	9	28	6
33	Schrahnbachlawine	44	13	26	5
35	Zeferetbachlawine	11	2	6	1
37	Jägerrinnelawine	88	19	59	14
39	Breitriesenlawine	177	32	113	17
39a	Graben Stollenportal GBK2	0	0	0	0
41	Stangenhöhenlawine/Lawine bei Grubbachfassung	5	3	3	1
43	Drei Wallnerhöhe	94	36	59	23
100	„Alle Lawinen“	259	175	127	80
SUMME		**2.772**	**926**	**1.585**	**472**

[1] berücksichtigt wurden grundsätzlich alle durch den Beobachter als Nassschneelawine deklarierte Lawinen, während der Analysewinter jedoch nur verifizierte Nassschneelawinen (siehe Kap. 3.2.4.3).

Jene Lawinenbahnen, in denen am **häufigsten Lawinenabgänge** beobachtet wurden, befinden sich allesamt an der orografisch linken Talseite:

- Ebmattenlawine (Nr. 11)
- Kitzsteinhornlawine (Nr. 15)
- Seichenlawine (Nr. 23)
- Vordere Bärrinnelawine (Nr. 25)
- Breitriesenlawine (Nr. 39)

Jene Lawinenbahnen, in denen am **häufigsten Nassschneelawinenabgänge** beobachtet wurden, befinden sich ebenfalls allesamt an der orografisch linken Talseite und decken sich mit obigen:

- Kitzsteinhornlawine (Nr. 15)
- Seichenlawine (Nr. 23)
- Vordere Bärrinnelawine (Nr. 25)

4.1.3 Trend der relativen Häufigkeit von Nassschneelawinen

Der **Anteil von Nassschneelawinen**[33] an der Gesamtanzahl aller Lawinen je Winter ist in den letzten Jahrzehnten gestiegen. In Abbildung 4.1 ist der ansteigende Trend der letzten 15 Winter ersichtlich. Betrachtet man den Zeitraum der letzten 30 Winter ist der ansteigende Trend noch deutlicher.

Diese Beobachtung korreliert mit dem ansteigenden Trend der Lufttemperatur während der Wintermonate (November bis Mai) für die Messstation Mooserboden (VOLLSINGER 1997).

[33] Für diese Auswertung wurden alle von den Beobachtern als Nassschneelawine deklarierte Lawinen herangezogen. Eine Verifizierung (vgl. Kap. 3.2.4.3) wurde nicht durchgeführt, weshalb die in Abbildung 4.1 dargestellten relativen Häufigkeiten größer als jene in Kap. 3.2.4.1 (im Mittel 51 % Nassschneelawinen) sind.

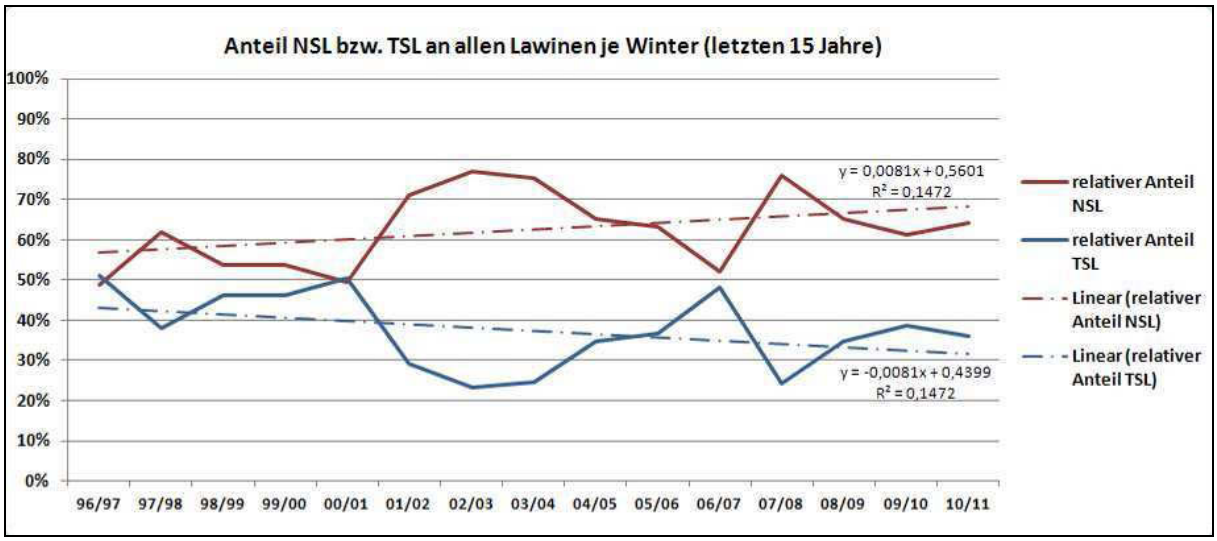


Abbildung 4.1: Anteil von Nassschneelawinen bzw. Trockenschneelawinen an der Gesamtanzahl aller Lawinen je Winter (inklusive Trendgerade)

4.1.4 Meteorologische Parameter: Vergleich NSL- vs. nonNSL-Tage

In den Abbildungen dieses Kapitels werden die NSL-Tage (233) den analysierten nonNSL-Tagen (320) der neun Analysewinter gegenübergestellt und anhand einiger meteorologischer Parameter verglichen. Es sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewiesen, dass die meteorologischen Daten nicht direkt in den Einzugsgebieten, sondern an der zentral gelegenen Station Mooserboden gemessen wurden. Die tatsächlichen Werte in den Anbruchsgebieten können davon abweichen (siehe Kap. 3.2.2.1).

Die angegebenen Zeitspannen (letzten 12, 24 oder 72 Stunden) reichen jeweils vom Basiszeitpunkt (Niederschlagsparameter: 7:00 Uhr des Folgetags, alle anderen Parameter: 19:00 Uhr des Analysetages; siehe Kap. 3.3.5) des NSL- bzw. nonNSL-Tages zurück.

Die Darstellung erfolgt in Form von **Boxplots**. Das untere Ende der Box bezeichnet das untere Quartil[34], das obere Ende der Box das obere Quartil[35] und die Linie etwa in der Mitte der Box den Median[36]. Der Wert des Medians wird angegeben. Die Länge der Antennen entspricht dem größten bzw. kleinsten Datenwert, beträgt jedoch maximal das 1,5-fache der Länge der Box. Eventuelle Datenwerte außerhalb dieser maximalen Länge werden als extreme Ausreißer einzeln markiert.

[34] 25 % der Datenwerte sind kleiner als der Wert des unteren Quartils

[35] 25 % der Datenwerte sind größer als der Wert des oberen Quartils; 50 % der Datenwerte liegen zwischen unterem und oberem Quartil (Inter-Quartilsabstand; *interquartile range*)

[36] 50 % der Datenwerte sind kleiner als der Wert des Medians, 50 % der Datenwerte sind größer als der Wert des Medians; der Median wird auch als mittleres Quartil bezeichnet

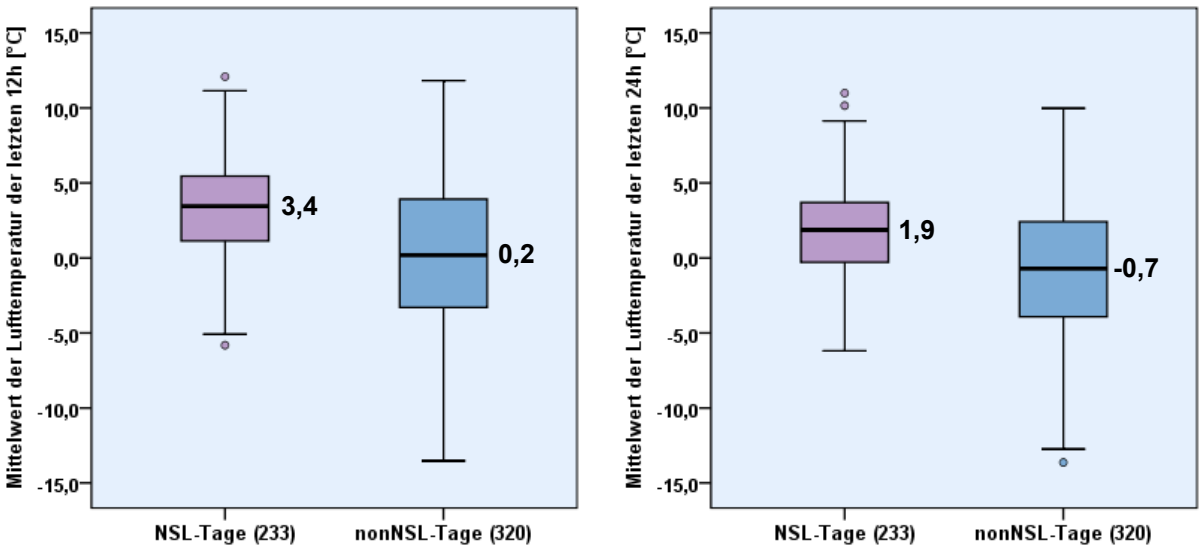


Abbildung 4.2: links: Mittelwert der Lufttemperatur der letzten 12 Stunden, Tam12 [℃];
rechts: Mittelwert der Lufttemperatur der letzten 24 Stunden, Tam24 [℃]

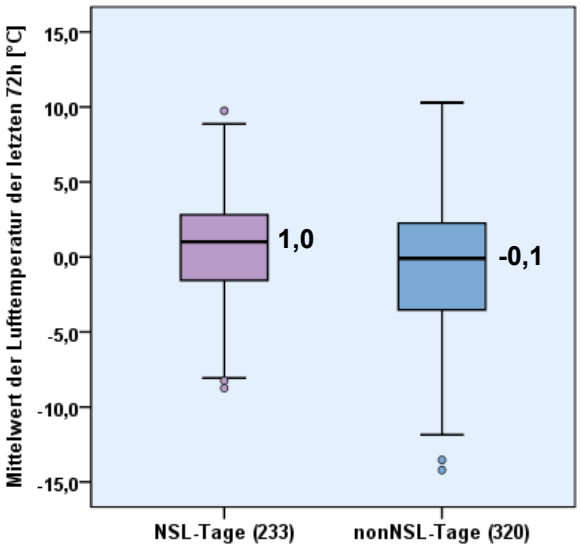


Abbildung 4.3: Mittelwert der Lufttemperatur der letzten 72 Stunden, Tam72 [℃]

Die **mittlere Lufttemperatur der letzten Stunden** ist an NSL-Tagen für gewöhnlich größer als an nonNSL-Tagen. Der Unterschied nimmt ab, je weiter die Zeitspanne, über die die mittlere Lufttemperatur berechnet wird, zurückreicht.

Damit kann behauptet werden, dass die mittlere Lufttemperatur der letzten Stunden **wesentlichen Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen** besitzt. Je weiter die Zeitspanne, über die die mittlere Lufttemperatur berechnet wird, zurückreicht, desto geringer wird der Einfluss. Diese Ergebnisse entsprechen den Erwartungen bzw. den Erkenntnissen aus der Literaturrecherche (siehe Kap. 2.8.2.1).

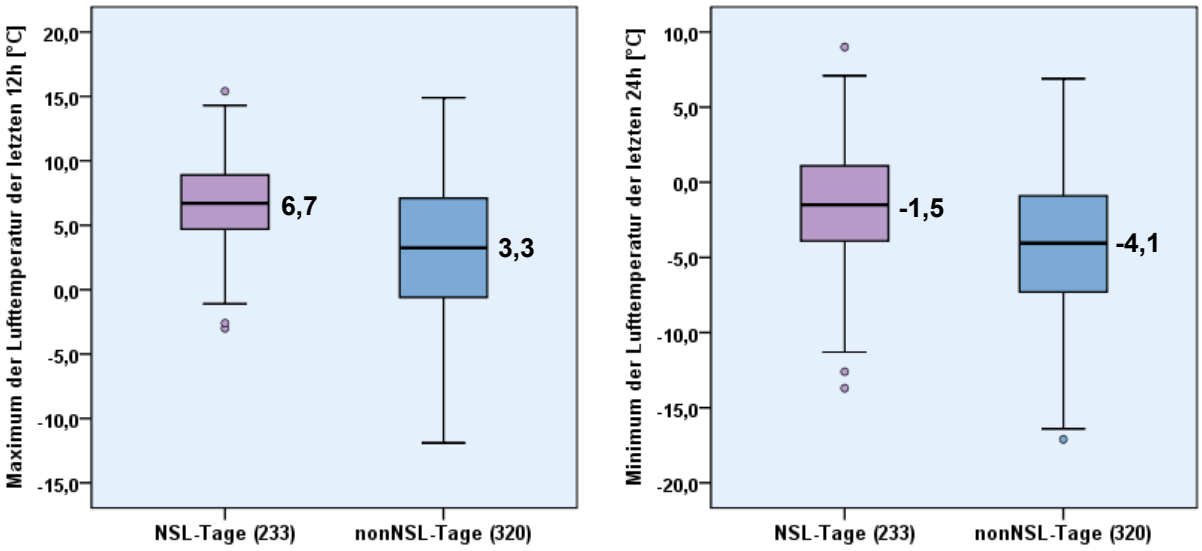


Abbildung 4.4: links: Maximum der Lufttemperatur der letzten 12 Stunden, Tamax12 [℃];
rechts: Minimum der Lufttemperatur der letzten 24 Stunden, Tamin24 [℃]

Sowohl das **Maximum der Lufttemperatur der letzten 12 Stunden** als auch das **Minimum der Lufttemperatur der letzten 24 Stunden** sind an NSL-Tagen für gewöhnlich (deutlich) größer als an nonNSL-Tagen.

Es kann also behauptet werden, dass diese beiden Parameter **signifikanten Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen** besitzen. Dies entspricht den Erwartungen bzw. den Erkenntnissen aus der Literaturrecherche (siehe Kap. 2.8.2.1) und spiegelt sich auch in den entwickelten Prognosemodellen wider (siehe Kap. 4.2).

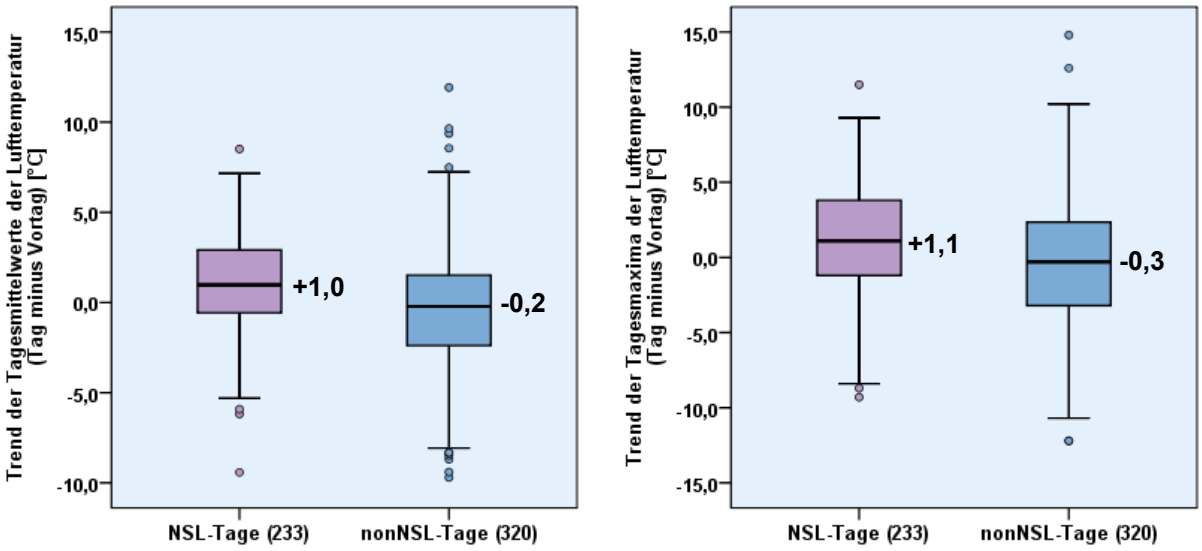


Abbildung 4.5: links: Trend der Tagesmittelwerte der Lufttemp. (Tag minus Vortag), Tatrendm0048; rechts: Trend der Tagesmaxima der Lufttemp. (Tag minus Vortag), Tatrendmax0036; jeweils in [℃]

Der **Trend der Tagesmittelwerte** bzw. **der Tagesmaxima der Lufttemperatur** (Tag minus Vortag) ist an **NSL-Tagen** für gewöhnlich **positiv**, das heißt der Tagesmittelwert bzw. das Tagesmaximum der Lufttemperatur nimmt vom Vortag auf den betrachteten Tag im Mittel aller NSL-Tage etwa um 1,0 ℃ zu (es wird wärmer). An **nonNSL-Tagen** sind diese Trends bei der Mehrheit der Fälle **negativ**, das heißt der Tagesmittelwert bzw. das Tagesmaximum der Lufttemperatur nimmt vom Vortag auf den betrachteten Tag im Mittel aller nonNSL-Tage etwa um 0,2 ℃ ab (es wird geringfügig kälter).

Dies kann dahingehend interpretiert werden, dass bei ansteigendem Trend der Lufttemperatur mit einer Erhöhung und bei abnehmendem bzw. stagnierendem Trend mit einer Verringerung der Nassschneelawinenwahrscheinlichkeit zu rechnen ist. Dies entspricht den Erwartungen bzw. den Erkenntnissen aus der Literaturrecherche (siehe Kap. 2.8.2.1).

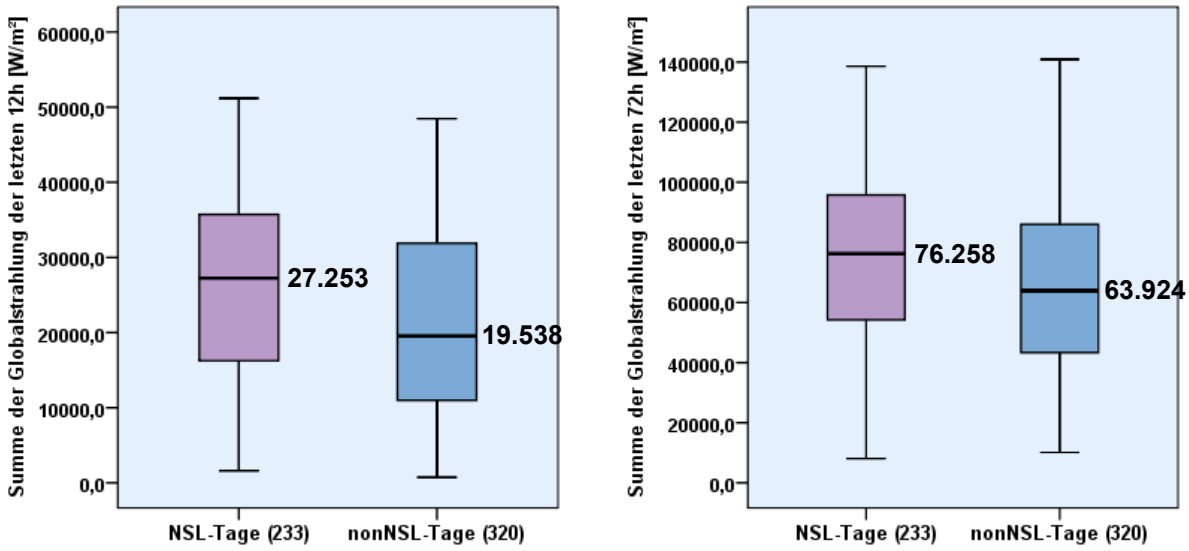


Abbildung 4.6: links: Summe der Globalstrahlung der letzten 12 Stunden, Globstrsum12 [W/m²]; rechts: Summe der Globalstrahlung der letzten 72 Stunden, Globstrsum72 [W/m²]

Die **Summen der Globalstrahlung der letzten 12 bzw. 72 Stunden** sind an NSL-Tagen für gewöhnlich größer als an nonNSL-Tagen.

Dies bestätigt die Erwartungen bzw. die Erkenntnisse aus der Literaturrecherche (siehe Kap. 2.8.2.3), dass der Energieeintrag in die Schneedecke, welcher insbesondere von der kurzwelligen Sonneneinstrahlung abhängt, Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen besitzt.

Im Folgenden werden **Rain-on-Snow-Events**, welche zur Auslösung von Nassschneelawinen geführt haben mit jenen, welche zu keiner Auslösung von Nassschneelawinen geführt haben, verglichen. Hierfür werden alle Analysetage (verifizierte NSL-Tage und benachbarte nonNSL-Tage, siehe Kap. 3.2.4.3) mit einer **Regenmenge > 1,0 mm** in den letzten 24 Stunden herangezogen (47 NSL-Tage, 111 nonNSL-Tage).

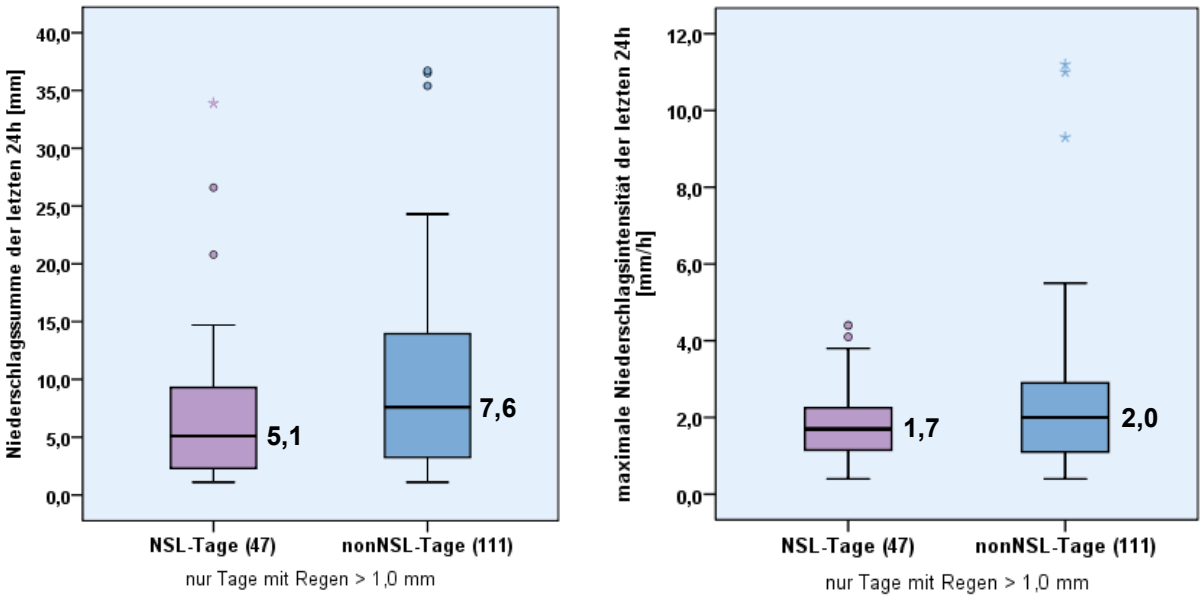


Abbildung 4.7: links: Niederschlagssumme der letzten 24 Stunden, Nsum24 [mm];
rechts: maximale Niederschlagsintensität der letzten 24 Stunden, Nmax24 [mm/h];
es wurden jeweils nur Tage mit Regen > 1,0 mm berücksichtigt (insgesamt 158 Tage)

Die **Niederschlagssumme der letzten 24 Stunden** ist an NSL-Tagen im Mittel kleiner als an den benachbarten nonNSL-Tagen. Die **maximale Niederschlagsintensität der letzten 24 Stunden** (gleitender 1-Stunden-Niederschlag) ist an NSL-Tagen im Mittel ebenfalls kleiner als an den benachbarten nonNSL-Tagen.

Dieses Ergebnis ließe den Schluss zu, dass je größer die Niederschlagssumme bzw. die Niederschlagsintensität ist, desto kleiner auch die Wahrscheinlichkeit für die Auslösung einer Nassschneelawine ist. Dies steht jedoch in **Widerspruch zu den Erwartungen** bzw. den Erkenntnissen aus der Literaturrecherche (siehe Kap. 2.8.2.4).

Dieser unerwartete Zusammenhang mag für den speziellen Datensatz gelten, jedoch nicht allgemein anwendbar sein. Zudem erklärt er die Aufnahme des Parameters Nmax24 mit negativem (!) Regressionskoeffizienten in die Prognosemodelle (siehe Kap. 4.2).

Ein ähnliches Bild zeigt sich, wenn man die **Anzahl der Regentage** analysiert: Der Anteil der Regentage an allen NSL-Tagen beträgt 20 % (Regentag, wenn Nsum24 > 1,0 mm), 10 % (Regentag, wenn Nsum24 > 5,0 mm) bzw. 5 % (Regentag, wenn Nsum24 > 10,0 mm). Der Anteil der Regentage an allen nonNSL-Tagen beträgt hingegen 35 %, 22 % bzw. 13 %, liegt also stets höher als jener an NSL-Tagen. Das heißt, **Regen ist häufiger an nonNSL-Tagen** als an NSL-Tagen zu beobachten, dies trifft insbesondere auch für größere Regenmengen zu. Dies steht ebenfalls in Widerspruch zu den Erwartungen.

Diese Tatsache wird zudem verdeutlicht, wenn man den **Anteil der NSL-Tage an allen Regentagen**[37] auswertet (siehe Abbildung 4.8): Dieser beträgt lediglich 30 % (Regentag, wenn Nsum24 > 1,0 mm), 26 % (Regentag, wenn Nsum24 > 5,0 mm) bzw. 22 % (Regentag, wenn Nsum24 > 10,0 mm). Auch dies bestätigt die nicht den Erwartungen entsprechende These, dass **Regen häufiger an nonNSL-Tagen** auftritt.

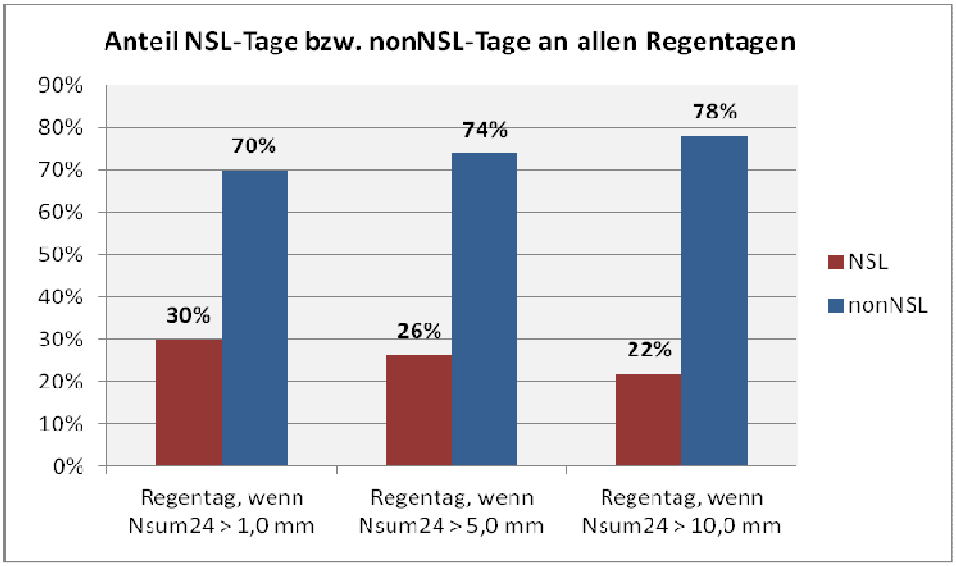


Abbildung 4.8: Anteil der NSL-Tage bzw. der nonNSL-Tage an allen Regentagen (100 %)

4.1.5 Gradtagzahlmethode

In diesem Kapitel soll der Versuch der Analyse der Datensätze über das hier als „Gradtagzahlmethode“ bezeichnete Verfahren dargestellt werden. Die Bezeichnung wird in Anlehnung an die Gradtagzahl zur Berechnung des Heizwärmebedarfs eines Gebäudes gewählt.

Es werden die täglichen Datenwerte eines meteorologischen Parameters beginnend mit dem 1. Februar des untersuchten Winters bis zum 30. April desselben Winters aufsummiert. Hierdurch ergibt sich eine Zeitreihe der kumulierten Parameterwerte. Diese **Summenlinie** kann möglicherweise als Indikator für den Kälteinhalt der Schneedecke interpretiert werden. Es soll untersucht werden, ob Nassschneelawinenaktivität ab dem Überschreiten eines gewissen Schwellenwertes einsetzt bzw. signifikant zunimmt. Folgende Parameter werden für diese Analyse herangezogen:

[37] Hierin sind nur jene Regentage enthalten, die NSL-Tage sind oder zu ihnen benachbart sind. Tatsächlich dürfte es weitere nonNSL-Regentage in den Analysewintern geben und der Anteil der NSL-Tage an allen Regentagen noch geringer ausfallen.

- Mittelwert der Lufttemperatur der letzten 24 Stunden (Tam24)
- Maximum der Lufttemperatur der letzten 24 Stunden (Tamax24)
- Summe der Globalstrahlung der letzten 12 Stunden (Globstr12)

Es stellt sich heraus, dass kaum allgemein gültige Zusammenhänge zwischen der Summenlinie der einzelnen Parameter und der Nassschneelawinenaktivität bestehen. Jedenfalls sind **keine** über die Jahre gleichbleibenden **Schwellenwerte erkennbar**. Auffallend ist jedoch, dass ein markanter Anstieg der Summenlinie Tamax24 häufig mit einsetzender Nassschneelawinenaktivität einhergeht. Die Indizien für Zusammenhänge zwischen den Summenlinien und der Nassschneelawinenaktivität erscheinen jedoch nicht ausreichend. Die Methode in dieser Form wird in dieser Studie somit **nicht weiter verfolgt**, könnte aber zukünftig Gegenstand einer intensiveren Betrachtung sein. Die Analyse der Winter 2005/06, 2007/08 und 2010/11 nach der Gradtagzahlmethode ist in Anhang 3 grafisch dargestellt.

4.2 Entwickelte Prognosemodelle

Die Regressoren, ihre Regressionskoeffizienten und die Trefferraten der mittels logistischer Regression und unter den in Kap. 3.3.6 angeführten Rahmenbedingungen jedes Modelltyps entwickelten Prognosemodelle sind in Tabelle 4.3 angeführt. Die detaillierten Ergebnisse je Modell sowie die Ergebnisse der Modellgültigkeitstests finden sich in Anhang 4. Ein Auszug der Ausgabeprotokolle von SPSS findet sich exemplarisch für das Modell A0-B in Anhang 5.

Im Folgenden wird für jedes Modell eine gewichtete **Gesamttrefferrate** angegeben, die zu 80 % durch die Trefferrate des *training samples* und zu 20 % durch die Trefferrate des *testing samples* erklärt wird. Diese Gesamttrefferrate wiederum wird einerseits durch die **Trefferrate an NSL-Tagen** und andererseits durch die **Trefferrate an nonNSL-Tagen** erklärt.

Günstig für die Prognosetätigkeit ist eine hohe Trefferrate an NSL-Tagen, die zu einem gewissen Teil auf Kosten der Trefferrate an nonNSL-Tagen gehen kann (solange darunter die Gesamttrefferrate nicht allzu sehr leidet). Dies kann über den Trennwert gesteuert werden (siehe Kap. 3.3.4.2). Ungünstig und verzerrend wirkt jedoch eine hohe Gesamttrefferrate, die fast ausschließlich durch die Trefferrate an nonNSL-Tagen erklärt wird. Dies würde eine hohe Prognosegüte vortäuschen, wobei jedoch die seltener vorkommenden „heiklen“ Tage, also die NSL-Tage, überwiegend falsch prognostiziert werden.

Tabelle 4.3: Regressoren, Regressionskoeffizienten und Trefferraten der entwickelten Prognosemodelle

Modell	Bezeichnung	Regressoren	Regressionskoeff.	Gesamttrefferrate	Trefferrate an NSL-Tagen	Trefferrate an nonNSL-Tagen
Nullmodell 1	**00-1**	-	-	**85,8 %**	0,0 %	100,0 %
Nullmodell 2	**00-2**	-	-	**65,9 %**	0,0 %	100,0 %
theoretisches Allg. Modell	**A0-A**	Tamax12 Tatrendm0048 Nmax24*Regen1 Konstante	0,138 0,089 -0,303 -0,953	**66,5 %**	71,4 %	63,2 %
praxistaugliches Allg. Modell	**A0-B**	Tamax12 Nmax24*Regen1 Konstante	0,158 -0,340 -0,984	**68,6 %**	71,7 %	66,6 %
theoretisches Regen-Modell	**R1-A**	Tam12 Tam72 Globstrsum12 Nsum72 Nmax24 Konstante	0,648 -0,245 -0,000082 0,046 -0,655 -0,039	**77,8 %**	69,5 %	81,2 %
praxistaugliches Regen-Modell	**R1-B**	Tamin24 Nsum72 Tatrendmax0036 Nmax24 Tatrendmax0036* Tatrendmax0060 Konstante	0,356 0,037 0,210 -0,623 0,022 0,255	**72,8 %**	59,2 %	78,4 %
theoretisches Trocken-Modell	**T1-A**	Tamax12 Konstante	0,152 -0,933	**66,1 %**	68,8 %	63,7 %
praxistaugliches Trocken-Modell	**T1-B**	Tamax12 Konstante	0,152 -0,933	**66,1 %**	68,8 %	63,7 %
theoretisches Regen-Modell	**R5-A**	Tam12 Nmax24 Konstante	0,453 -1,196 1,320	**77,9 %**	58,7 %	85,0 %
praxistaugliches Regen-Modell	**R5-B**	Tamin24 Nmax24 Konstante	0,416 -1,057 2,340	**77,1 %**	62,7 %	82,3 %
theoretisches Trocken-Modell	**T5-A**	Tamax12 Konstante	0,173 -1,042	**66,5 %**	69,9 %	63,7 %
praxistaugliches Trocken-Modell	**T5-B**	Tamax12 Konstante	0,173 -1,042	**66,5 %**	69,9 %	63,7 %
theoretisches Regen-Modell	**R10-A**	zu geringer Stichprobenumfang! → kein stabiles Modell möglich				
praxistaugliches Regen-Modell	**R10-B**	zu geringer Stichprobenumfang! → kein stabiles Modell möglich				

theoretisches Trocken-Modell	**T10-A1**[a]	Tamax12 Tatrendm0048 Stabilitätskl. (1)[b] Stabilitätskl. (2)[b] Stabilitätskl. (3)[b] Konstante	0,148 0,094 0,127 -0,568 0,222 -1,068	**66,4 %**	70,1 %	63,5 %
theoretisches Trocken-Modell	**T10-A2**[a]	Tamax12 Konstante	0,173 -1,075	**65,5 %**	72,0 %	60,3 %
praxistaugliches Trocken-Modell	**T10-B1**[a]	Tamax12 Stabilitätskl. (1)[b] Stabilitätskl. (2)[b] Stabilitätskl. (3)[b] Konstante	0,171 0,071 -0,549 0,246 -1,138	**67,7 %**	72,8 %	63,5 %
praxistaugliches Trocken-Modell	**T10-B2**[a]	Tamax12 Konstante	0,173 -1,075	**65,5 %**	72,0 %	60,3 %

[a] Den Modellen T10-A1 bzw. T10-B1 wurden alle dem jeweiligen Modelltyp zugeordneten Parameter für die Modellbildung zur Verfügung gestellt. Da sich jedoch in Kap. 4.3 herausstellt, dass die Stabilitätsklasse kein aussagekräftiger bzw. vertrauenswürdiger Parameter ist, wurde sie in einem zweiten Schritt aus dem zur Verfügung gestellten Parametersatz ausgeschlossen. Die mit dem nun verminderten Parametersatz entwickelten Modelle sind T10-A2 bzw. T10-B2.

[b] Der Parameter „Stabilitätsklasse“ geht über 3 Regressoren in die Regressionsgleichung ein, da es sich um eine kategoriale Variable handelt. Die Variable besitzt 4 Ausprägungen (Stabilitätsklasse 1 kommt im Datensatz nicht vor) und geht somit über 3 Kodiervariablen ein (siehe Kap. 3.3.4.2).

In Tabelle 4.4 werden die Modelle nach ihren Gesamttrefferraten gereiht. Die für die Prognosetätigkeit in der Praxis nur gepaart verwendbaren Komplementärmodelle (z. B. R1-A/T1-A) werden über eine gewichtete Gesamttrefferrate charakterisiert.

Tabelle 4.4: Reihung der Modelle nach ihrer Gesamttrefferrate

Modell	**Bezeichnung**	**Gesamt-treffer-rate**	**Treffer-rate an NSL-Tagen**	**Treffer-rate an nonNSL-Tagen**
Nullmodell 1	**00-1**	**85,8 %**	0,0 %	100,0 %
theoretisches Regen-Trocken-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 1,0 mm)	**R1-A/T1-A**	**69,4 %**	69,0 %	68,7 %
praxistaugliches Allgemeines Modell	**A0-B**	**68,6 %**	71,7 %	66,6 %
theoretisches Regen-Trocken-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 5,0 mm)	**R5-A/T5-A**	**68,4 %**	68,0 %	67,3 %
praxistaugliches Regen-Trocken-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 5,0 mm)	**R5-B/T5-B**	**68,3 %**	68,7 %	66,8 %
praxistaugliches Regen-Trocken-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 1,0 mm)	**R1-B/T1-B**	**68,0 %**	66,1 %	67,9 %
theoretisches Allgemeines Modell	**A0-A**	**66,5 %**	71,4 %	63,2 %
Nullmodell 2	**00-2**	**65,9 %**	0,0 %	100,0 %
theoretisches Regen-Trocken-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 10,0 mm)	**R10-A/T10-A**	zu geringer Stichprobenumfang für R10-A → kein stabiles Modell möglich		
praxistaugliches Regen-Trocken-Modell (Regen-Tag, wenn Nsum24 > 10,0 mm)	**R10-B/T10-B**	zu geringer Stichprobenumfang für R10-B → kein stabiles Modell möglich		

Es zeigen sich folgende **wesentlichen Ergebnisse**:

1. Die **Trefferrate** aller Modelle ist größer als jene von „Nullmodell 2“.
2. Die Trefferrate aller Modelle bewegt sich zwischen 66 und 70 % und ist somit deutlich kleiner als jene von „Nullmodell 1“.

3. Die Spannweite der Trefferraten aller Modelle beträgt nur 2,9 %, wodurch behauptet werden kann, dass die Größenordnung der Trefferraten, die mit diesem Verfahren unter den gegebenen Rahmenbedingungen erzielt werden kann, stabil ist.

4. Die höchsten Trefferraten aller Einzelmodelle erzielen R1-A und R5-A mit 77,8 % bzw. 77,9 %. In beiden Fällen erklärt sich die Gesamttrefferrate jedoch zu einem großen Anteil über die Trefferrate an nonNSL-Tagen.

5. Die niedrigsten Trefferraten aller Einzelmodelle erzielen T10-A2 und T10-B2 mit 65,5 %.

6. Die kombinierten „Regen-Trocken"-Modelle zeigen keine signifikant höheren Trefferraten als die **„Allgemeinen Modelle"**.

7. Die theoretischen Modelle zeigen keine signifikant höheren Trefferraten als die **praxistauglichen Modelle**.

8. Bei den theoretischen „Regen-Trocken"-Modellen liefert das kombinierte Modell mit einem Klassifizierungs-**Schwellenwert für die Regenmenge von 1,0 mm** eine bessere Trefferrate als das Modell mit einem Schwellenwert von 5,0 mm. Bei den praxistauglichen Modellen hingegen sind die Trefferraten für die beiden Modelle mit unterschiedlichem Schwellenwert annähernd gleich. Für einen Schwellenwert von 10,0 mm konnten keine stabilen „Regen"-Modelle entwickelt werden, da der Stichprobenumfang zu gering war.

9. Als am besten geeignetes Modell wird **A0-B** erachtet, da es mit wenigen Regressoren auskommt, kein Kombinationsmodell aber ein praxistaugliches Modell ist, stabiler ist und eine höhere Trefferrate an NSL-Tagen aufweist, jeweils verglichen mit dem geringfügig vor ihm gereihten Modell R1-A/T1-A. Die Modellgleichung (Logit-Funktion) des Modells A0-B ist in Formel 4.1 angegeben. Die Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zu Gruppe 1 (NSL-Tag) kann nach Formel 4.2 berechnet werden.

Formel 4.1: Logit-Funktion von Modell A0-B

$$\ln\left(\frac{P(Y=1\mid X)}{P(Y=0\mid X)}\right)=\beta X=-0{,}984+0{,}158*\mathrm{Tamax12}-0{,}340*\mathrm{Nmax24}*\mathrm{Regen1}$$

Formel 4.2: Berechnung der Wahrscheinlichkeit der Zugehörigkeit zu Gruppe 1 (NSL-Tag)

$$P(Y=1\mid X)=\frac{e^{\beta X}}{1+e^{\beta X}}$$

Hinsichtlich der **aufgenommenen Regressoren** zeigen sich folgende wesentlichen Ergebnisse:

1. Die Anzahl der aufgenommenen Regressoren liegt im Mittel bei 2,1 Regressoren je Modell und schwankt zwischen 1 und 5 Regressoren je Modell.

2. **Tamax12** wird in ausnahmslos alle „Trocken"-Modelle eingebaut. Bei den „Trocken"-Modellen T1-A, T1-B, T5-A, T5-B, T10-A2 und T10-B2 ist es sogar der einzige Regressor. Tamax12 besitzt jeweils einen positiven Regressionskoeffizienten. Das bedeutet, je größer Tamax12, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang.

3. **Nmax24** wird in ausnahmslos alle „Regen"-Modelle eingebaut. Nmax24 besitzt jeweils einen negativen Regressionskoeffizienten. Das bedeutet, je größer Nmax24[38], desto geringer ist die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang.

4. Die für den jeweiligen Modelltyp eindeutig einflussreichsten Parameter Tamax12 und Nmax24 werden gemeinsam in die „Allgemeinen Modelle" A0-A und A0-B integriert.

5. Nmax24 tritt bei den „Allgemeinen Modellen" nur in Kombination mit **Regen1** auf. Das heißt, Nmax24 hat nur dann einen Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang wenn es sich um Regen handelt, also Regen1 = 1 ist.

6. Während es bei den „Trocken"-Modellen keine weiteren charakteristischen Parameter gibt, tritt bei allen theoretischen „Regen"-Modellen zusätzlich noch **Tam12** auf. Tam12 wird bei den praxistauglichen „Regen"-Modellen durch **Tamin24** ersetzt. Beide Parameter besitzen in allen Modellen jeweils positive Regressionskoeffizienten.

7. **Weitere Parameter** kommen vereinzelt zusätzlich zu den bereits beschriebenen Parametern vor, zeigen jedoch kein schematisches Auftreten, wodurch sie nicht zu den für einen Nassschneelawinenabgang einflussreichsten Parametern gehören.

8. Regressoren, die in „Regen"-Modellen auftreten, treten niemals in „Trocken"-Modellen auf und umgekehrt.

9. Die Parameter **Niederschlagssumme** (Nsum24, Nsum72) und **Globalstrahlung** (Globstrsum12, Globstrsum72) sowie die Parameter zum **Schneedeckenaufbau** (Profiltyp, Stabilitätskl.) erweisen sich, entgegen den Erwartungen, als **nicht relevant** für die Wahrscheinlichkeit eines Nassschneelawinenabgangs. Sie werden nicht bzw. nur selten als Regressor aufgenommen.

[38] Zur Erinnerung: Nmax24 ist die maximale Niederschlagsintensität der letzten 24h (gleitender 1h-Niederschlag). Im Falle der „Regen"-Modelle handelt es sich bei diesem Niederschlag um Regen.

In Tabelle 4.5 findet sich eine Übersicht, welcher Parameter in welches Modell aufgenommen wurde. Weiters wird das Vorzeichen des zugehörigen Regressionskoeffizienten angegeben und gegebenenfalls die Anmerkung, dass dieses nicht mit dem erwarteten Vorzeichen übereinstimmt[39].

Tabelle 4.5: Übersicht, welcher Parameter in welches Modell aufgenommen wurde; Parameter mit {*Modellbezeichnung*} kommen in diesem Modell in einer Parameterkombination vor

Parameter	**aufgenommen in die Modelle…**	**Vor-zeichen**	**Anmerkung**
Tam12	R1-A, R5-A	**+**	
Tam24			
Tam72	R1-A	**–**	Vorzeichen stimmt nicht mit Erwartungshaltung überein
Tamax12	A0-A, A0-B, T1-A, T1-B, T5-A, T5-B, T10-A, T10-B	**+**	
Tamin24	R1-B, R5-B	**+**	
Tatrendm0048	A0-A, T10-A1	**+**	
Tatrendm2472			
Tatrendm0072			
Tatrendmax0036	R1-B, {*R1-B*}	**+**	
Tatrendmax2460			
Tatrendmax0060	{*R1-B*}	**+**	
Globstrsum12	R1-A	**–**	Vorzeichen stimmt nicht mit Erwartungshaltung überein
Globstrsum72			
Nsum24			
Nsum72	R1-A, R1-B	**+**	
Nmax24	{*A0-A*}, {*A0-B*}, R1-A, R1-B, R5-A, R5-B	**–**	Vorzeichen stimmt nicht mit Erwartungshaltung überein
Regen1	{*A0-A*}, {*A0-B*}	**–**	Vorzeichen stimmt nicht mit Erwartungshaltung überein
Regen5			
Regen10			
Profiltyp			
Stabilitätskl.	T10-A1, T10-B1	**+/–**	

[39] Beispielsweise würde man annehmen, dass eine größere Globstrsum12 auch eine größere Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang bedingt. Im entsprechenden Modell ist dies jedoch genau umgekehrt der Fall.

4.3 Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell

Betrachtet man alle 233 NSL-Tage der Analysewinter so zeigt sich, dass mehr als der Hälfte aller Tage mit Nassschneelawinenabgängen **Stabilitätsklasse** 5 (sehr stabil) zugewiesen wurde. Nur etwa 2 % aller NSL-Tage wurde Stabilitätsklasse 1 (sehr instabil) oder 2 (instabil) zugewiesen (siehe Abbildung 4.9).

Es muss allerdings bedacht werden, dass die herangezogenen Schneeprofile allesamt bei der Schneemessstelle Mooserboden, also im Flachfeld, aufgenommen wurden (siehe Kap. 3.2.3.1). Der Schneedeckenaufbau ist jedoch räumlich stark variabel und kann sich in den Anbruchsgebieten, insbesondere an Ost- und Südhängen, deutlich von jenem im Flachfeld unterscheiden.

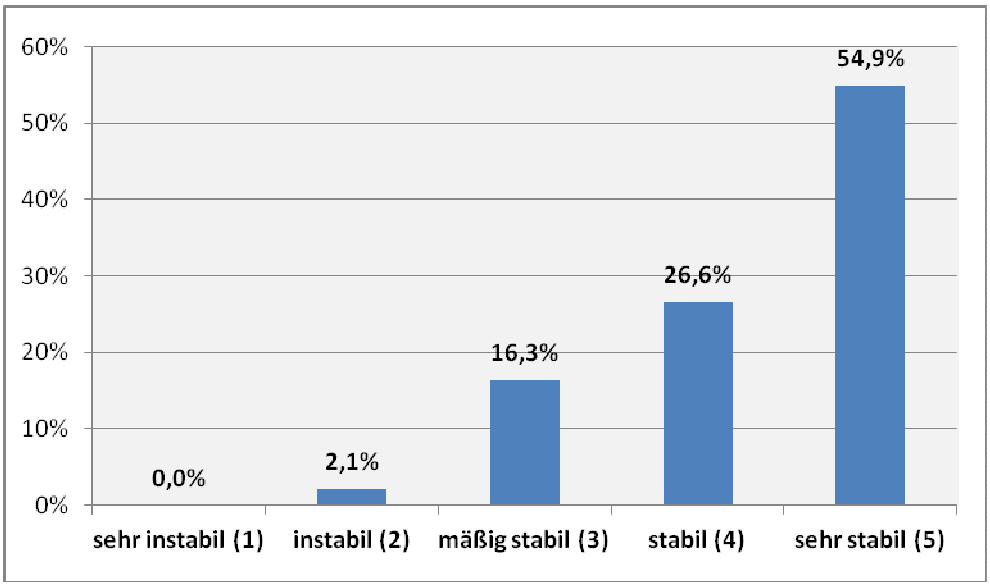


Abbildung 4.9: Häufigkeitsverteilung der Stabilitätsklassen an NSL-Tagen (n = 233)

Die Häufigkeitsverteilung der **Profiltypen** an NSL-Tagen (Abbildung 4.10) hingegen zeigt ein plausibleres Bild: Knapp 50 % aller NSL-Tage wurde Profiltyp 7 (weiche Schicht in mittlerer Höhe; siehe Kap. 3.2.3.3, Abbildung 3.6) zugewiesen. Insgesamt wurden 52 % aller NSL-Tage tendenziell instabile Profiltypen (Nr. 1, 5, 7, 9), 33 % mäßig stabile (Nr. 2, 3, 4, 8) und 15 % tendenziell stabile Profiltypen (Nr. 6, 10) zugewiesen.

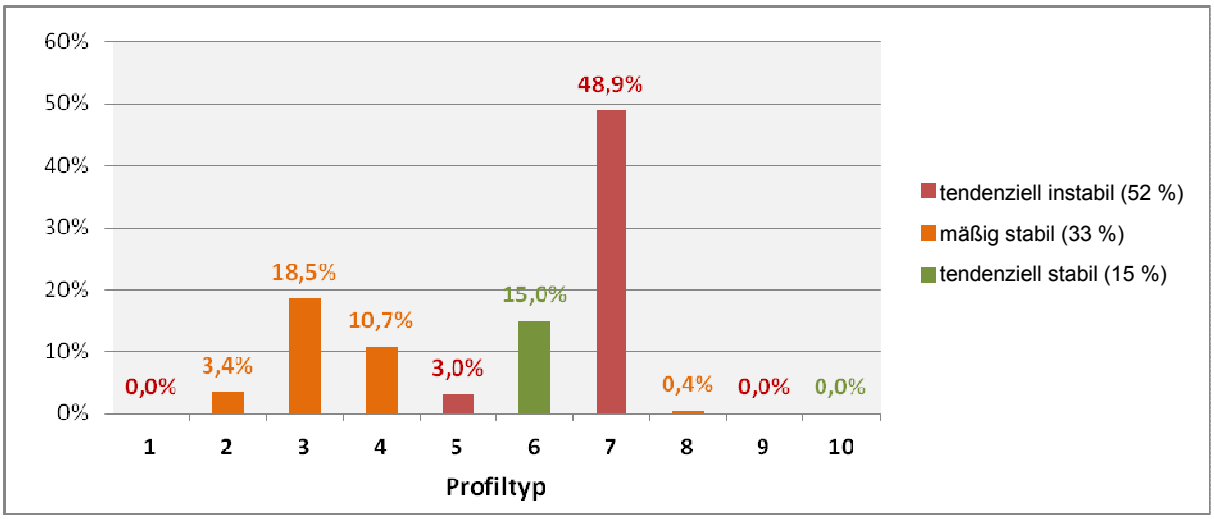


Abbildung 4.10: Häufigkeitsverteilung der Profiltypen an NSL-Tagen (n = 233); Profiltypen gemäß Kap. 3.2.3.3, Abbildung 3.6

Die Häufigkeitsverteilung der Profiltypen entspricht, im Gegensatz zu jener der Stabilitätsklassen, der Annahme, dass Nassschneelawinen bevorzugt bei instabilem Schneedeckenaufbau anbrechen. Bei verknüpfter Auswertung von Stabilitätsklasse und Profiltyp dominieren wiederum jene Kombinationen mit guten Stabilitätsklassen, was ebenfalls als nicht plausibel erachtet werden muss. Für die weitere Vorgangsweise wird somit einzig der **Profiltyp** als charakterisierender Parameter der Schneedecke herangezogen.

Als **Ausgangswahrscheinlichkeit** der Gruppenzugehörigkeit zu Gruppe 1 (NSL-Tag) wird die mit dem Logit-Modell **A0-B** (siehe Kap. 4.2) errechnete Wahrscheinlichkeit betrachtet. Um einen gewohnten Trennwert der Gruppenzugehörigkeit von 0,50 zu erhalten, werden die Ausgangswahrscheinlichkeiten (Trennwert 0,42) zunächst dahingehend **standardisiert**.

In weiterer Folge soll nun die oben erkannte Gesetzmäßigkeit einer größeren Wahrscheinlichkeit bei instabilen Profiltypen eingearbeitet werden und die Wahrscheinlichkeit mit einem **Faktor in Abhängigkeit des zugeordneten Profiltyps** multipliziert werden. Das Finden geeigneter Werte für diese Faktoren läuft **iterativ** in mehreren Schritten ab. Die Evaluierung jedes Schrittes erfolgt über die **Gesamttrefferrate**. Die Ausgangsfaktoren entstammen der Häufigkeitsverteilung, wonach für stabile Profiltypen Faktor 1,0 (100 %), für mäßig stabile Profiltypen Faktor 2,2 (220 %) und für instabile Profiltypen Faktor 3,5 (346 %) angesetzt wird (siehe Tabelle 4.6).

Tabelle 4.6: Iterative Ermittlung der Schneedecken-Faktoren für die jeweiligen Profiltypen

Schritt	Faktoren für den Schneedeckenaufbau			Gesamt-trefferrate
	instabile Profiltypen	mäßig stabile Profiltypen	stabile Profiltypen	
Rohmodell A0-B	1,0	1,0	1,0	**68,6 %**
Ausgangswert	3,5	2,2	1,0	50,8 %
1. Versuchswert	2,25	1,6	1,0	56,6 %
2. Versuchswert	1,625	1,3	1,0	62,4 %
3. Versuchswert	1,3125	1,15	1,0	65,3 %
4. Versuchswert	1,15625	1,075	1,0	66,7 %
5. Versuchswert	1,1	1,0	0,9	67,3 %
6. Versuchswert	1,01	1,0	0,99	**68,9 %**

Es zeigt sich, dass auch über diesen Ansatz der Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell **keine wesentliche Verbesserung** der Prognosegüte erreicht werden kann. Die Trefferrate kann maximal um 0,3 % erhöht werden.

Die **Integration des Schneedeckenaufbaus** ins Prognosemodell ist somit unter den gegebenen Rahmenbedingungen **nicht sinnvoll möglich**. Mögliche Gründe hierfür werden in Kap. 4.4.4 diskutiert.

4.4 Diskussion

4.4.1 Ausgangsdaten

1 Meteorologische Daten:

Die Qualität der meteorologischen **Rohdaten** ist als hochwertig zu bezeichnen. Lediglich die Globalstrahlungsdaten erscheinen in einigen Wintern über längere Zeiträume fehlerhaft (siehe Kap. 3.2.2.2).

Bei den Datenwerten handelt es sich jedenfalls um Punktaufnahmen einer Messstation, die räumliche Variabilität der Werte wird nicht abgebildet. Für zukünftige Untersuchungen in diesem Gebiet ist die Mitberücksichtigung meteorologischer Daten weiterer Stationen im Umfeld in Betracht zu ziehen.

Im Zuge der für einige wichtige Parameter notwendigen **Datenaufbereitung** mussten einige Annahmen getroffen und Abschätzungen durchgeführt werden, die möglicherweise eine (starke) Verzerrung der Ergebnisse bewirken. Dies betrifft insbesondere

- die möglichst exakte Abschätzung der Seehöhe des Anbruchs jedes Nassschneelawinenereignisses (in Ermangelung genauerer Angaben wurde jeweils die unterste Grenze des typischen Anbruchsgebietes der jeweiligen Lawinenbahn gewählt, siehe Kap. 3.2.2.3) und in weiterer Folge

- die Abschätzung der Niederschlagsform (Regen oder Schnee) über die Lufttemperatur für die Seehöhe des jeweiligen Anbruchsgebietes (es wurde jeweils die geschätzte maximale Schneefallgrenze herangezogen, siehe Kap. 3.2.2.3).

2 Daten über die Schneedecke:

Die automatisch gemessenen nivologischen **Rohdaten** sind grundsätzlich als fehlerbehaftet zu bezeichnen. Insbesondere die Schneetemperatur-Messung ist von ungenügender Qualität und konnte aus diesem Grund nicht bei der Auswertung berücksichtigt werden (siehe Kap. 3.2.3.2). Somit fehlt der für die Überprüfung der Grundvoraussetzung einer isothermen Schneedecke notwendige Parameter bei der Auswertung.

Die Qualität der manuellen **Schneeprofile** ist zwar als hochwertig zu bezeichnen, jedoch ist die zur Verfügung stehende Anzahl bei Weitem zu gering. Dadurch kann der als entscheidend geltende Einflussfaktor Schneedecke in keinem der Modelle abgebildet werden (siehe Kap. 4.4.4).

Für die **Aufbereitung** der Schneeprofile wurde der Weg der Klassifizierung nach Profiltyp und Stabilitätsklasse gewählt (siehe Kap. 3.2.3.3). Hierbei handelt es sich jedoch immer nur um eine Punktaufnahme der Schneedecke. Es wurden zudem keine Informationen aus Schneedeckensimulationsmodellen hinzugezogen. Somit ist die Aussagekraft zeitlich und räumlich aber auch inhaltlich begrenzt. Für eine Weiterentwicklung der Modelle ist eine größere Anzahl an Schneeprofilen erforderlich und/oder das Einfließen von Informationen aus Schneedeckensimulationsmodellen in Betracht zu ziehen.

3 Daten über Lawinenereignisse:

Die **Rohdaten** sind hinsichtlich Aufzeichnungsqualität und Vollständigkeit, insbesondere unter Beachtung der langen homogenen Zeitreihe, grundsätzlich als qualitativ hochwertig zu bezeichnen.

Als problematisch erweist sich jedoch, dass in den meisten Fällen **keine Uhrzeit** des Lawinenabgangs vermerkt wurde. Dies ist aus betriebswirtschaftlicher Sicht aufgrund beschränkter Zeit- und Personalressourcen für die Lawinenbeobachtung verständlich. Aus wissenschaftlicher Sicht ist die Rekonstruktion der zum Zeitpunkt des Lawinenabgangs vorherrschenden Bedingungen dadurch nicht exakt möglich. Beispielsweise müssen aus diesem Grund die hoch aufgelösten meteorologischen Rohdaten (10-Minuten-Intervall) auf Tageswerte reduziert werden, was mit einem großen Informationsverlust einhergeht.

Die bei der Lawinenbeobachtung lokal übliche Praxis des Zusammenfassens mehrerer gleichartiger Lawinen eines Tages unter der Bezeichnung **„Alle Lawinen“** (siehe Kap. 3.2.4.2) führt ebenfalls zu Verzerrungen bei der Auswertung. Zum einen sind keinerlei Auswertungen über die absolute Anzahl von Lawinen durchführbar. Zum anderen ist dadurch auch keine räumliche Zuordnung der Lawinen möglich. Hieraus ergibt sich eine Vielzahl an Problemen bei der Datenaufbereitung (Niederschlagsform, Verifizierung von Nassschneelawinen etc.), da wichtige Faktoren wie Seehöhe und Exposition des Anbruchsgebietes unbekannt sind. Im Sinne einer Qualitätsoptimierung der Lawinenbeobachtung sollte das Zusammenfassen gleichartiger Lawinen hinkünftig vermieden werden.

Des Weiteren ist anzumerken, dass die in den Analysedatensatz aufgenommenen Nassschneelawinenereignisse nicht direkt aus dem Rohdatensatz der Lawinenereignisse entnommen werden konnten. Aufgrund der uneinheitlichen Definition von Nassschneelawinen musste im Zuge der **Datenaufbereitung** eine nachträgliche **Verifizierung** jedes einzelnen Nassschneelawinenereignisses durchgeführt werden. Dies konnte jedoch nur auf Basis einer rekonstruierenden Abschätzung der Verhältnisse im Anbruchsgebiet der Lawine für den Tag des Abgangs geschehen (siehe Kap. 3.2.4.3). Hierbei sind aufgrund vieler Unsicherheiten und Extrapolationen Falscheinschätzungen und somit deutliche Verzerrungen des Datensatzes nicht ausgeschlossen.

In Anbetracht der zahlreichen in diesem Kapitel angeführten Möglichkeiten der Verzerrung der jeweiligen Datensätze ist einerseits danach zu trachten Umfang und Notwendigkeit der **Datenaufbereitung** zu **minimieren** und andererseits die Auswahl und Anzahl der Analysewinter (siehe Kap. 3.3.2) zu optimieren. Ein **größerer Stichprobenumfang** könnte möglicherweise die Bedeutung einiger der Verzerrungen minimieren.

4.4.2 Ins Modell aufgenommene Parameter

1 Parameter der Lufttemperatur:

Tabelle 4.5 (Kap. 4.2) weist den Parameter **Tamax12** als am häufigsten in die entwickelten Modelle aufgenommenen Parameter aus. Er wird in alle Modelle mit Ausnahme der „Regen"-Modelle, bei denen er durch Tam12 bzw. Tamin24 ersetzt wird, integriert. Diese Tatsache entspricht der in Kap. 2.8.2.1 formulierten Erwartungshaltung aufgrund der allgemein gültigen Lehrmeinung, dass die Lufttemperatur entscheidenden Einfluss auf die Nassschneelawinenaktivität hat.

Andere Parameter der Lufttemperatur (Mittelwerte, Minimum) werden hingegen seltener in die Modelle eingebaut. Der Einfluss von Tamax12 auf die Auslösungswahrscheinlichkeit von Nassschneelawinen scheint den Einfluss der übrigen Parameter der Lufttemperatur deutlich zu überwiegen. Trendparameter der Lufttemperatur werden ebenfalls selten ins Modell aufgenommen. Diese Tatsache überrascht, da ein abrupter Anstieg der Lufttemperatur als Anzeichen für einsetzende Nassschneelawinenaktivität gilt (siehe Kap. 2.8.2.1). Möglicherweise könnte der Einfluss der Lufttemperatur besser in den Modellen abgebildet werden, wenn er mit der Schneetemperatur (Voraussetzung der Isothermie, siehe Kap. 2.8.2.1) kombiniert wird. Hierfür fehlen jedoch im gegenständlichen Datensatz vollständige und vertrauenswürdige Daten der Schneetemperatur.

Parameter der Lufttemperatur wurden auch in anderen verwandten Studien über die Auslösung von Nassschneelawinen in kontinentalen oder Übergangsklimaten als entscheidende Einflussfaktoren identifiziert und fanden häufig Eingang in Prognosemodelle:

- ZISCHG et al. (2005): Minimum und Mittel der Lufttemperatur (Tamin24, Tam24)
- JOMELLI et al. (2007): Maximum der Lufttemperatur (Tamax12)
- ROMIG et al. (2004): Minimum der Lufttemperatur (Tamin24)
- VAN HERWIJNEN und SCHWEIZER (2011): Mittel der Lufttemperatur (Tam24)
- BAGGI und SCHWEIZER (2009) und MITTERER et al. (2009): Minimum der Lufttemperatur (Tamin24), Summe der positiven Lufttemperaturen der letzten drei Tage (Tasumpos0072)

Die **Lufttemperatur** (im speziellen Tamax12) ist somit ein **entscheidender Einflussfaktor** für die Auslösung von Nassschneelawinen. Die Ergebnisse der gegenständlichen Arbeit bestätigen in diesem Punkt die Ergebnisse verwandter Studien.

2 Parameter der Globalstrahlung:

Überraschend erscheint, dass die Parameter der Globalstrahlung in fast keinem Modell enthalten sind. Es wäre zu erwarten, dass die Globalstrahlung ein gutes Maß für den Energieeintrag in die Schneedecke und somit entscheidend für die Auslösungswahrscheinlichkeit von Nassschneelawinen ist (siehe Kap. 2.8.2.3). Gründe für die Nichtaufnahme ins Modell mögen sein:

- fehlerbehaftete Daten
- die Messung der Strahlung an einer zentralen Messstation, deren Werte für den räumlich stark variierenden Strahlungseintrag nicht repräsentativ sind
- eine fehlende Verknüpfung mit der Schneetemperatur (Voraussetzung der Isothermie, siehe Kap. 2.8.2.1)

Die **Globalstrahlung** ist somit ***kein* entscheidender Einflussfaktor** für die Auslösung von Nassschneelawinen. Auch in verwandten Studien wurden Strahlungsparameter nicht als relevant identifiziert (z. B. BAGGI und SCHWEIZER 2009). In vielen Fällen standen Globalstrahlungsparameter als Eingangsdaten jedoch erst gar nicht zur Verfügung.

3 Parameter des Niederschlags:

Niederschlagsparameter werden ausschließlich in Kombination mit Regen in die Modelle aufgenommen. Das heißt, lediglich Niederschlag in Form von **Regen** hat Einfluss auf die Nassschneelawinenaktivität.

Die Niederschlagssumme **Nsum72** wird in zwei Modelle integriert. Nsum24 besitzt hingegen keinen Einfluss.

Die Niederschlagsintensität **Nmax24** wird hingegen in alle „Regen“-Modelle aufgenommen. Diese Tatsache ist insofern überraschend und widerspricht dem Stand des Wissens, da dies mit negativem Vorzeichen geschieht. Das heißt, je größer die Niederschlagsintensität, desto kleiner ist die Auslösungswahrscheinlichkeit von Nassschneelawinen. Dies kann im gegenständlichen Datensatz durch generell höhere Werte und einige extreme Ausreißer von Nmax24 an nonNSL-Tagen erklärt werden (siehe Abbildung 4.7, Kap. 4.1.4). In Kap. 4.1.4 wird zudem beschrieben, dass Regen öfter an nonNSL-Tagen beobachtet wurde als an NSL-Tagen. Gründe hierfür können sein:

- fehlerhafte Datenaufbereitung (rückwirkende Abschätzung der Schneefallgrenze, siehe Kap. 3.2.2.3)
- zu geringer Stichprobenumfang (Zufälle führen dazu, dass Regen häufiger an nonNSL-Tagen auftritt)

Entfernt man den Parameter Nmax24 aus dem der Modellbildung zur Verfügung gestellten Parametersatz, so wird alternativ Nsum24 oder Nsum72 ebenfalls mit negativem Regressionskoeffizienten ins Modell eingebaut. Niederschlag in Form von Regen scheint daher entscheidenden Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen zu haben, wird aber von den Verfahren der logistischen Regression in die Prognosemodelle falsch eingebaut.

Niederschlagsparameter wurden auch in anderen verwandten Studien über die Auslösung von Nassschneelawinen in kontinentalen oder Übergangsklimaten als entscheidende Einflussfaktoren identifiziert und fanden häufig Eingang ins Prognosemodell:

- JOMELLI et al. (2007): Niederschlagssumme am Prognosetag (Nsum24)
- ROMIG et al. (2004): Niederschlagssumme der letzten drei Tage (Nsum72)
- BAGGI und SCHWEIZER (2009): Regenmenge in mm (Nsum24*Regen)

Niederschlag in Form von **Regen** ist somit ein **entscheidender Einflussfaktor** für die Auslösung von Nassschneelawinen. In der gegenständlichen Arbeit wird der entsprechende Parameter jedoch, gegenüber verwandten Studien, konträr ins Prognosemodell integriert.

4 Parameter der Schneedecke:

Profiltyp bzw. **Stabilitätsklasse** der verfügbaren Schneeprofile werden nicht bzw. selten in die logistischen Regressionsmodelle integriert. Auch eine nachträgliche Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell zeigt keine Verbesserung der Trefferraten. Diese Tatsache kann dahingehend interpretiert werden, dass der Schneedeckenaufbau keinen Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen hat. Dies widerspricht jedoch der Erwartungshaltung (siehe Kap. 2.8.3.4). Eher ist die Nichtaufnahme ins Modell mit der geringen Anzahl zur Verfügung stehender Schneeprofile zu begründen. Eine eingehende Diskussion erfolgt in Kap. 4.4.4.

Die **Schneehöhe** wurde bei der Modellbildung nicht berücksichtigt, da sie nur bedingt Einfluss auf die Nassschneelawinenaktivität besitzt (siehe Kap. 2.8.3.1). Der Parameter der **Schneetemperatur** konnte aufgrund der mangelnden Datenqualität (siehe Kap. 3.2.3.2) trotz des vermuteten großen Einflusses auf die Nassschneelawinenaktivität (Voraussetzung der Isothermie, siehe Kap. 2.8.3.2) nicht bei der Modellbildung berücksichtigt werden.

Parameter der Schneedecke wurden bei anderen verwandten Studien teilweise berücksichtigt und fanden Eingang ins Nassschneelawinen-Prognosemodell:

- ZISCHG et al. (2005): Schneehöhe (Hs), Schneetemperatur in 30 cm Tiefe (Ts30)
- ROMIG et al. (2004): Änderung der Schneehöhe der letzten zwei Tage (ΔHs0048)
- BAGGI und SCHWEIZER (2009): Änderung der Schneehöhe der letzten drei Tage (ΔHs0072), Schneetemperatur 50 cm über dem Boden (Ts50), Anzahl der Tage seit dem Erreichen des isothermen Zustandes (n,iso), Vorhandensein kapillarer Barrieren (kapBarr)
- MITTERER et al. (2009): Änderung der Schneehöhe der letzten drei Tage (ΔHs0072), Anzahl der Tage seit dem Erreichen des isothermen Zustandes (n,iso)

Vielfach wurden bei der Entwicklung des Modells jedoch keine Informationen über den Schneedeckenaufbau als Inputparameter zur Verfügung gestellt (z. B. bei ROMIG et al. 2004 und ZISCHG et al. 2005).

Der **Schneedeckenaufbau** besitzt, gemäß den Ergebnissen dieser Arbeit, ***keinen* entscheidenden Einfluss** auf die Auslösung von Nassschneelawinen. Dies mag jedoch in der geringen Anzahl verfügbarer Schneeprofile begründet liegen. In verwandten Studien standen zumeist keine Parameter des Schneedeckenaufbaus zur Verfügung, in Einzelfällen wurden Schneehöhe oder Schneetemperatur in die Prognosemodelle aufgenommen.

Zusammenfassend wird in Tabelle 4.7 ein Überblick über die Ergebnisse verschiedener Studien in Hinblick auf die entscheidenden Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen in kontinentalen und Übergangsklimaten gegeben (Erklärungen der Abkürzungen finden sich im vorangegangen Text).

Tabelle 4.7: Übersicht der Ergebnisse verschiedener Autoren in Hinblick auf die entscheidenden Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen; Bedeutung der Abkürzungen der Parameter gemäß Text

Autor	**entscheidende Einflussfaktoren für NSL**
ZISCHG et al. (2005)	Tamin24, Tam24, Hs, Ts30
JOMELLI et al. (2007)	Tamax12, Nsum24
ROMIG et al. (2004)	Tamin24, Nsum72, ΔHs0048
VAN HERWIJNEN und SCHWEIZER (2011)	Tam24
BAGGI und SCHWEIZER (2009)	Tamin24, Tasumpos0072, Nsum24*Regen, ΔHs0072, Ts50, n,iso, kapBarr
MITTERER et al. (2009)	Tamin24, Tasumpos0072, ΔHs0072, n,iso
gegenständliche Studie (Modell A0-B)	Tamax12, Nmax24*Regen1

4.4.3 Prognosegüte der Modelle

Im Endbericht des Projektes NAFT (siehe Kap. 3.1.3) wird angegeben, dass die meisten bis zu diesem Zeitpunkt entwickelten Lawinenprognosemodelle Gesamttrefferraten bis zu 70 % erreichen (VERBUND 1998). HENDRIKX et al. (2005) und andere Autoren erachten jedoch Trefferraten von 80 % und mehr als notwendig für ein vertrauenswürdiges Prognosemodell.

Die Trefferraten der Nullmodelle (permanentes Setzen auf die deutlich wahrscheinlichere Prognose nonNSL-Tag) liegen in der gegenständlichen Studie zwischen 65 und 85 %. Aus diesen Gründen wurde vorab eine Trefferrate von **zumindest 80 %** als Ziel für die Entwicklung von Prognosemodellen angegeben (siehe Kap. 3.3.6). Die erreichten **Trefferraten** aller entwickelten Modelle bewegen sich lediglich **zwischen 66 und 70 %**, wodurch dieses Ziel nicht erreicht werden konnte und die entwickelten Prognosemodelle als nicht vertrauenswürdig genug erachtet werden müssen.

Der Vergleich der Prognosegüte mit ähnlichen Studien ist generell als schwierig einzuschätzen (HENDRIKX et al. 2005). Die Gesamttrefferrate alleine besitzt zu geringe Aussagekraft. Sie erklärt sich mitunter zu einem Großteil durch eine hohe Trefferrate an den deutlich häufigeren Nicht-Lawinentagen, wogegen die Trefferrate an den für die Prognosetätigkeit bedeutenderen Lawinentagen gering sein kann. Im Folgenden wird dennoch versucht einen Vergleich mit anderen Studien anzustellen:

- In der Studie von **ZISCHG et al. (2005)** (siehe auch Kap. 2.14, Pkt. 4) mit Daten aus dem Suldental (Südtirol) wurden während der 2-monatigen Evaluierungsperiode des entwickelten Expertensystems keine Nassschneelawinenabgänge beobachtet, wenn das errechnete Nassschneelawinen-Gefahrenpotential kleiner als 85 % war. Dies entspricht bei einem Trennwert von 0,85 einer Trefferrate von 100 %. Jedoch wurden lediglich vier NSL-Tage während der Evaluierungsperiode verzeichnet und keine weitere Evaluierung über längere Zeiträume bzw. mehrere Winter durchgeführt. In diesem Fall wäre ein deutlicher Rückgang der Trefferrate zu erwarten, da der Trennwert wohl stark variieren würde.

- **JOMELLI et al. (2007)** entwickelten mit dem Verfahren der logistischen Regression u. a. ein Modell zur Vorhersage von NSL-Tagen für das Valloire Tal (Frankreich) und erreichten Gesamttrefferraten von **91 %** für den Zeitraum von 1978 bis 2003. Es fehlen jedoch Angaben zur Trefferrate an NSL-Tagen.

- **ROMIG et al. (2004)** (siehe auch Kap. 2.14, Pkt. 2) entwickelten ebenfalls mit dem Verfahren der logistischen Regression ein Modell zur Vorhersage von NSL-Tagen für Bridger Bowl (Montana, USA). Sie erreichen an Tagen ohne Neuschnee eine Gesamttrefferrate von **89 %**, wobei es sich jedoch bei 96 % aller korrekten Treffer um nonNSL-Tage handelt. An Tagen mit Neuschnee liegt die Trefferrate an NSL-Tagen bei 0 % (!).

- **FLOYER und McCLUNG (2003)** entwickelten mit der Methode der Diskriminanzanalyse ein Modell zur Vorhersage von Lawinentagen in der Region Bear Pass (British Columbia, Kanada). Sie erreichten Trefferraten von **73 %** an Lawinentagen und 72 % an Nicht-Lawinentagen.

- **HENDRIKX et al. (2005)** verwendeten Daten aus der Region Milford Road (Neuseeland) um mit Hilfe von Entscheidungsbäumen (C & RT) (siehe Kap. 2.14, Pkt. 5) ein Prognosemodell zur Vorhersage von Lawinentagen in diesem maritimen Klima zu entwickeln. Die zwei besten Modelle erreichten Gesamttrefferraten von **85 % bzw. 78 %** und Trefferraten an Lawinentagen von 79 % bzw. 86 %. HENDRIKX et al. (2005) sahen diese hohen Trefferraten hauptsächlich in der für maritime Klimate typischen unmittelbaren Reaktion der Lawinentätigkeit auf bestimmte meteorologische Phänomene begründet.

- **BAGGI und SCHWEIZER (2009)** verwendeten Daten von Tagen mit Nassschneelawinenereignissen von insgesamt 20 Jahren aus dem Dischma bei Davos (Schweiz) und erreichten mit Hilfe von Entscheidungsbäumen (C & RT) eine Gesamttrefferrate von **71 %**.

- Beim Projekt **NAFT** (VERBUND 1998, siehe Kap. 3.1.3) wurden mit dem Datensatz aus dem Zillertal bzw. aus dem Kapruner Tal folgende Trefferraten je verwendetem Verfahren erreicht:

Tabelle 4.8: Trefferraten beim Projekt NAFT (VERBUND 1998)

Verfahren	Gesamt-trefferrate	Trefferrate an Lawinentagen	Trefferrate an Nicht-Lawinentagen
Regressionsanalysen	**68 %**	70 %	67 %
Diskriminanzanalyse	**73 %**	81 %	63 %
Nearest Neighbour Methode	**~ 70 %**	k. A.	k. A.
Neuronale Netzwerke	**67 %**	80 %	61 %
regelbasiertes Expertensystem	bis zu **80 %**	k. A.	k. A.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Modelle der meisten Studien hohe Gesamttrefferraten aufweisen. Oftmals fehlen jedoch Angaben zur für die Prognosetätigkeit entscheidenden Trefferrate an Lawinentagen bzw. sind diese deutlich geringer als die Gesamttrefferraten. Ein direkter Vergleich der Trefferraten der gegenständlichen Arbeit mit Trefferraten anderer Nassschneelawinen-Studien ist aufgrund fehlender Angaben bzw. äußerst geringer Trefferraten an NSL-Tagen nur erschwert möglich. Der Vergleich mit der Trefferrate von BAGGI und SCHWEIZER (2009) und den Trefferraten des Projektes NAFT, das auf dem gleichen Datensatz wie die gegenständliche Studie beruht, zeigt jedoch, dass die in der gegenständlichen Studie erzielten Trefferraten allesamt eine ähnliche Größenordnung aufweisen.

Die **Prognosegüte** der in dieser Arbeit mittels logistischer Regression entwickelten Modelle erscheint jedoch als **zu gering** um die Modelle als qualitätssteigerndes Instrument im Rahmen der Prognosetätigkeit des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach einzusetzen.

Die schwache Prognosegüte mag durch vielerlei Faktoren begründet sein. Beispielsweise können sich Mängel bei den Ausgangsdaten und der Datenaufbereitung (siehe Kap. 4.4.1) bzw. bei den Parametern (siehe Kap. 4.4.2) negativ auswirken. Des Weiteren ist auch das angewendete Analyseverfahren (logistische Regression) zu hinterfragen und gegebenenfalls

ein anderes Verfahren zu testen (siehe Kap. 3.3.4.1). Hier sei auf Tabelle 4.8 hingewiesen, die aufzeigt, dass im Projekt NAFT (VERBUND 1998) die besten Trefferraten mit einem regelbasierten Expertensystem erzielt wurden. Möglicherweise ist jedoch die Fragestellung der gegenständlichen Arbeit aufgrund ihrer Komplexität mit den derzeit bekannten Verfahren und den verfügbaren Daten in der gegebenen Qualität nicht zufriedenstellend lösbar.

4.4.4 Integration des Schneedeckenaufbaus

Der Schneedeckenaufbau wurde bei der Modellentwicklung in Form der Parameter Stabilitätsklasse und Profiltyp zur Verfügung gestellt, jedoch in kaum ein Prognosemodell integriert (siehe Kap. 4.2). Auch eine nachträgliche Integration des Schneedeckenaufbaus ins Modell zeigt keine Verbesserung der Trefferraten (siehe Kap. 4.3). Dies kann dahingehend interpretiert werden, dass der Schneedeckenaufbau keinen Einfluss auf die Auslösung von Nassschneelawinen hat. Diese These widerspricht jedoch der Erwartungshaltung (siehe Kap. 2.8.3.4). Im Folgenden werden mögliche **Ursachen für den geringen Einfluss des Schneedeckenaufbaus** auf die Auslösungswahrscheinlichkeit von Nassschneelawinen in den im Rahmen dieser Studie entwickelten Modellen diskutiert:

- Die **Anzahl der verwendbaren Schneeprofile ist zu gering**. Beispielsweise steht in drei Wintern überhaupt nur ein einziges Schneeprofil im Flachfeld für die gesamte Nassschneelawinensaison zur Verfügung (siehe Tabelle 3.2, Kap. 3.2.3.2). Für eine kontinuierliche Beobachtung der Schneedecke und eine Integration ins Prognosemodell wäre eine regelmäßige Profilaufnahme, beispielsweise alle zwei Wochen, notwendig.

- Die Schneeprofile wurden stets im Flachfeld bei der Schneemessstelle Mooserboden (siehe Kap. 3.2.3.1) aufgenommen und stellen somit lediglich **Punktaufnahmen** der Schneedecke dar. Der Schneedeckenaufbau ist jedoch räumlich stark variabel. Der Schneedeckenaufbau im Flachfeld am Mooserboden kann sich deutlich von jenem in den (stark) geneigten Hängen unterschiedlichster Exposition und Höhenlage in den Anbruchsgebieten der einzelnen Lawinenbahnen unterscheiden. Die Aufnahme von Schneeprofilen direkt in (ausgewählten) Anbruchsgebieten (Hangprofile) wäre jedoch äußerst aufwändig, mitunter gefährlich und punkto Position, Regelmäßigkeit und Inhalt kaum standardisierbar. Für das Verständnis der Vorgänge in der Schneedecke und das Einschätzen des Schneedeckenzustandes in den Anbruchsgebieten sind Hangprofile äußerst wertvoll, für eine statistische Auswertung sind jedoch unbedingt standardisierte Profile notwendig.

- Für die Modellentwicklung wurden in der gegenständlichen Studie als nonNSL-Tage den NSL-Tagen unmittelbar benachbarte Tage ausgewählt (siehe Kap. 3.2.4.3). Dies geschah mit der Absicht meteorologisch und nivologisch ähnliche Tage zu erhalten und somit Rückschlüsse zu erzielen, welche (feinen) Unterschiede zwischen NSL-Tag und nonNSL-Tag entscheiden. Dieser Ansatz mag in Hinblick auf die schnell veränderlichen und in hoher zeitlicher Auflösung (10 Minuten) verfügbaren meteorologischen Daten der richtige sein. In Hinblick auf die trägeren Eigenschaften der Schneedecke und die sehr geringe zeitliche Auflösung (mehrere Wochen) ist der Ansatz jedoch als ungünstig zu beurteilen. Zeitlich benachbarten NSL- und nonNSL-Tagen wird in der Auswertung, aufgrund der geringen Anzahl an Schneeprofilen, mit großer Wahrscheinlichkeit der gleiche Schneedeckenaufbau zugewiesen. Es ist somit verständlich, dass hierüber keine Differenzierung möglich ist. Die **Auswahl der nonNSL-Tage** sollte bei künftigen Untersuchungen in Hinblick auf den Schneedeckenaufbau optimiert werden.

Die Schwierigkeit der Berücksichtigung von Informationen aus den vorhandenen Schneeprofilen in Lawinenprognosemodellen deckt sich mit den Erkenntnissen von VOLLSINGER (1997) und VERBUND (1998):

- Die „[…] Untersuchung ergab, dass nur mit Hilfe dieser Profile und ohne […] das Wissen über die Wetterentwicklung der Vortage keine objektive Bewertung möglich ist“ (VERBUND 1998, 53).

- Es stellt sich heraus, dass Informationen aus den Schneeprofilen „[…] nachträglich nur schwer für die Lawinenprognose zu verwerten sind […]“ (VOLLSINGER 1997,19).

Möglicherweise sollte auch die Charakterisierung und Parametrisierung des Schneedeckenaufbaus differenzierter erfolgen als lediglich über Profiltyp und Stabilitätsklasse. BAGGI und SCHWEIZER (2009) verwendeten beispielsweise auch folgende Parameter:

- Anteil isotherme Schneehöhe an Gesamtschneehöhe [%]

- verstrichene Tage seit dem Erreichen des isothermen Zustandes [d]

- kapillarer-Barrieren-Index

- Vorhandensein von Schwachschichten [ja/nein]

- Verbindung der basalen Schneeschicht mit dem Boden [gut/schlecht]

5 SCHLUSSFOLGERUNGEN

5.1 Einflussreiche Parameter

Die in dieser Studie durchgeführte Modellentwicklung mittels logistischer Regression führt zu folgenden Erkenntnissen hinsichtlich der einflussreichsten Parameter auf die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang (Ziel 4 dieser Arbeit, siehe Kap. 1.5):

1. Das **Tagesmaximum der Lufttemperatur des Prognosetages** (Tamax12) hat entscheidenden Einfluss auf die Auslösungswahrscheinlichkeit einer Nassschneelawine. Je höher das Tagesmaximum der Lufttemperatur, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang.

2. Die **maximale Niederschlagsintensität während des Prognosetages** (Nmax24, gleitender 1-Stunden-Niederschlag) hat, sofern es sich um **Regen** handelt, ebenfalls entscheidenden Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit eines Nassschneelawinenabgangs. Je größer die Niederschlagsintensität, desto kleiner ist die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang. Der umgekehrt proportionale Einfluss mag verwundern und wird in Kap. 4.4.2 diskutiert.

3. Weiteren Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang, wenn auch deutlich geringeren, haben der Mittelwert der Lufttemperatur des Prognosetages (Tam12) und das Tagesminimum der Lufttemperatur des Prognosetages (Tamin24, tritt üblicherweise während der Nacht vor dem Prognosetag auf). In beiden Fällen gilt, je größer der jeweilige Wert, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang.

Kaum Einfluss auf die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang konnte hingegen für die Parameter **Niederschlagssumme** (Nsum24, Nsum72), **Globalstrahlung** (Globstrsum12, Globstrsum72) und die Parameter zum **Schneedeckenaufbau** (Profiltyp, Stabilitätsklasse) nachgewiesen werden. Dies mag den Erwartungen widersprechen und wird in Kap. 4.4.2 diskutiert.

5.2 Modellwahl und Modellkritik

1. Da in keines der Modelle Informationen über die Schneedecke eingehen, unterstellt jedes in dieser Studie entwickelte Modell dem System **ausreichend Schnee im Einzugsgebiet** der jeweils betrachteten Lawinenbahnen, so dass das vorhandene Schneevolumen die Auslösung einer Lawine grundsätzlich ermöglicht. Dies betrifft insbesondere Situationen am Ende der Wintersaison, an denen die Prognosemodelle beispielsweise aufgrund frühsommerlicher Bedingungen hohe Wahrscheinlichkeiten für einen Nassschneelawinenabgang prognostizieren, jedoch nicht mehr ausreichend Schnee in den Einzugsgebieten für den Abgang einer Nassschneelawine vorhanden ist. Hier obliegt es der **Einschätzung des Prognostikers**, ob das Prognosemodell noch Anwendung finden kann.

2. Der **praxistaugliche Modelltypus**, welcher nur Parameter enthält, die gut prognostizierbar sind (siehe Kap. 3.3.5), liefert ähnlich gute Ergebnisse wie der theoretische Modelltypus, dem ein erweiterter Parametersatz zur Modellbildung zur Verfügung gestellt wird. Die Anwendung der theoretischen Modelle bringt demnach keine signifikante Verbesserung der Modellgüte bzw. Trefferraten, wodurch die Anwendung der praxistauglichen Modelle empfohlen wird.

3. Das **praxistaugliche „Allgemeine Modell" A0-B** wurde von allen in dieser Studie mittels logistischer Regression entwickelten Modellen als das **am besten geeignete Prognosemodell** befunden (siehe Kap. 4.2). Es kommt mit wenigen Regressoren aus, verwendet nur gut prognostizierbare Parameter, ist stabil und zeigt im Vergleich zu den anderen Modellen eine relativ hohe Trefferrate (68,6 %).

4. Die Einteilung der Prognosetage in Tage mit Regen („**Regentage**", Rain-on-Snow-Events) oder ohne Regen – das heißt, ohne Niederschlag bzw. mit Niederschlag in Form von Schnee – („**Trockentage**") erweist sich in der gegenständlichen Studie als **nicht zielführend**. Die Trefferraten werden dadurch nicht signifikant besser.

5. Die **Trefferraten** aller Modelle bewegen sich zwischen **66 und 70 %**. Sie werden für ein vertrauenswürdiges Prognosemodell als **zu gering** erachtet, da bereits die Trefferraten der Nullmodelle (permanentes Prognostizieren der deutlich wahrscheinlicheren Prognose nonNSL-Tag) zwischen 65 und 85 % liegen. Die in Einzelbereichen ungenügende **Qualität der Ausgangsdaten** sowie die notwendige **Datenaufbereitung** führen möglicherweise dazu, dass die Verzerrungen des Datenmaterials zu groß werden (siehe Kap. 4.4.1) und keine ausreichende Differenzierung zwischen NSL-Tag und nonNSL-Tag zulassen. Die in dieser Studie entwickelten

Modelle können in dieser Form und ohne Weiterentwicklung somit nicht als Prognosemodelle Anwendung finden. Hinweise, Verbesserungsvorschläge und Anregungen für eine mögliche Weiterentwicklung werden in Kap. 5.4 gegeben.

5.3 Hilfestellungen für die Arbeit des Lawinenwarndienstes

Aufgrund der im Vergleich zu den Nullmodellen relativ geringen Trefferraten der entwickelten Prognosemodelle (siehe Kap. 4.2 und 4.4.3) und des mit negativem Regressionskoeffizienten aufgenommenen Parameters Nmax24 (siehe Kap. 4.4.2) können die entwickelten Modelle in dieser Form und ohne Weiterentwicklung nicht als zuverlässige Prognosemodelle für die Arbeit des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach empfohlen werden. Ziel 3 dieser Arbeit (Kap. 1.5) konnte somit nicht erfüllt werden.

Es bedarf einiger Optimierungen bei der Datenaufnahme, Datenauswertung und Modellentwicklung um zuverlässigere Prognosemodelle zu erhalten. Hinweise auf mögliche Verbesserungspotentiale werden in Kap. 5.4 gegeben.

5.4 Verbesserungsvorschläge und Anregungen

5.4.1 Datengrundlagen

Die Qualität und Plausibilität der Ausgangsdaten wurde in Kap. 4.4.1 ausführlich diskutiert. Aufbauend auf den Erkenntnissen aus Kap. 4.4.1 sollen nun im Folgenden Vorschläge und Anregungen zur Verbesserung der Qualität der Ausgangsdaten je Datensatz zusammenfassend aufgelistet werden:

1 Meteorologische Daten:

1. *Die Qualität der aufgezeichneten **Globalstrahlungsdaten** sollte evaluiert und künftig nach Möglichkeit verbessert werden.*

2. *Die Aufnahme der (maximalen) Seehöhe der **Schneefallgrenze** während eines Tages mit Nassschneelawinenaktivität wäre hilfreich für eine exakte Identifizierung von Rain-on-Snow-Events bei Auswertung und Modellentwicklung:*
   In der gegenständlichen Studie konnte die Seehöhe der Schneefallgrenze und somit die Niederschlagsform im Anbruchsgebiet nur nachträglich geschätzt werden (siehe Kap. 3.2.2.3 und 4.4.1).

2 Daten über die Schneedecke:

Um eine Integration von Schneedecken-Parametern, insbesondere des Schneedeckenaufbaus, in die Prognosemodelle zu ermöglichen und somit die Prognosegüte zu erhöhen sind folgende Maßnahmen anzudenken (siehe auch Kap. 4.4.4):

1. *Eine Qualitätssteigerung und Erweiterung der **Schneetemperatur-Messung** bei der Schneemessstelle Mooserboden:*
   Die Messung der Schneetemperatur bis in eine Höhe von maximal 60 cm über dem Boden ist bei Schneehöhen die 200 cm und mehr erreichen können zu wenig. Hier müsste eine automatische Schneetemperatur-Messung beispielsweise alle 20 cm bis in eine Höhe von zumindest 250 cm[40] installiert werden, um ein aussagekräftiges Temperaturprofil zu erhalten.

   Die Kenntnis über Isothermie in der Schneedecke bzw. in Teilen davon ist ein wichtiger Indikator für das Vorhandensein flüssigen Wassers in der Schneedecke (siehe Kap. 2.8.3.2). Flüssiges Wasser in der Schneedecke, also die Grundvoraussetzung für Nassschneebedingungen, direkt zu erheben ist aufwändig und mit Schwierigkeiten behaftet (siehe Kap. 2.10), wodurch der indirekten Einschätzung über die Schneetemperatur höchste Bedeutung zukommt.

   Hierbei ist allerdings zu bedenken, dass die Schneetemperatur räumlich sehr variabel und insbesondere von der Exposition abhängig ist. Beispielsweise ist das Temperaturprofil einer Schneedecke im Flachfeld oftmals deutlich von jenem an Ost- und Südhängen gleicher Höhenlage verschieden. Eine direkte Messung der Schneetemperatur im Steilgelände der Anbruchsgebiete stößt wiederum an die Grenzen der technischen Möglichkeiten (siehe Kap. 2.8.3.2).

   Alternativ könnte auch (mit einigem Aufwand) ein Versuch unternommen werden, die vorhandenen Schneetemperatur-Daten einer intensiven und detaillierten Durchsicht zu unterziehen und offensichtlich fehlerhafte Werte einzeln zu korrigieren bzw. zu eliminieren, um die Daten so möglicherweise für die Modellentwicklung verwendbar zu machen.

2. *Ergänzend zu obigem Punkt ist die Installation eines Messgerätes zur automatischen **Messung der Schneeoberflächentemperatur** (Tss) zu überlegen:*
   Ein in 6 m Höhe angebrachter Sensor könnte die langwellige Ausstrahlung der Schneeoberfläche messen, die wiederum Rückschlüsse auf die Schneeoberflächentemperatur zulässt. Die gemessene Infrarotstrahlung erlaubt somit Aussagen über die

[40] Angaben zu den maximalen Schneehöhen der Analysewinter finden sich in Tabelle 4.1, Kap. 4.1.1.

Stabilität der Schneeoberfläche. Beispielsweise kann das Gefrieren der Schneeoberfläche nachts oder der Zeitpunkt des Auftauens untertags registriert und quantifiziert werden.

3. *Eine (deutliche) Erhöhung von **Regelmäßigkeit und Anzahl**, also der zeitlichen Auflösung der manuell aufgenommenen **Schneeprofile**:*
   Standardisierte Schneeprofile bei der Schneemessstelle Mooserboden sollten zumindest alle zwei Wochen aufgenommen werden. Ergänzend und um Zeit- und Personalressourcen zu sparen, kann zukünftig auch die Anschaffung eines SnowMicroPen (siehe Kap. 2.11) angedacht werden. Die Entwicklung des SMP ist derzeit noch nicht vollständig ausgereift, zukünftig soll damit jedoch die Aufnahme eines Schneeprofils ohne Aufschließen der Schneedecke möglich sein. Diese Maßnahme wäre mit hohen Anschaffungskosten und einer zeitintensiven Einübungsphase verbunden. Im laufenden Betrieb könnten jedoch deutlich mehr Schneeprofile bei gleichem Zeitbedarf aufgenommen werden. Die Qualität der mit dieser Methode gewonnenen Schneeprofile wäre zu evaluieren.

4. *Eine Aufnahme von **Schneeprofilen an weiteren Standorten** ist zu überlegen:*
   Dies würde eine Erhöhung der räumlichen Auflösung zum Zweck der besseren Abbildung der hohen räumlichen Variabilität des Schneedeckenaufbaus bedeuten (siehe Kap. 2.8.3.4 und 4.4.4). Eine Möglichkeit wären Hangprofile in ausgewählten Anbruchsgebieten. Diese sind jedoch äußerst aufwändig, mitunter gefährlich und kaum standardisierbar. Für eine statistische Auswertung und das Einfließen in Prognosemodelle sind standardisierte Profile (z. B. im Flachfeld) notwendig (siehe Kap. 4.4.4).

5. *Eine **räumliche Einschränkung der Schneedeckenbeobachtung** auf ein bis zwei Lawinenbahnen zu Testzwecken (**Teststudie**) ist überlegenswert:*
   Um Nutzen und auch Kosten einer intensiveren Schneedeckenbeobachtung, wie in den vorangegangenen zwei Punkten skizziert, in kleinerem Maßstab zu testen, könnte als Ziel einer fortführenden Studie definiert werden ein Nassschneelawinen-Prognosemodell für eine bestimmte Lawinenbahn zu entwickeln. Es sollte eine Lawinenbahn mit häufiger Nassschneelawinenaktivität und möglichst guter und sicherer Zugänglichkeit des Anbruchsgebietes oder nivologisch ähnlicher Bereiche gewählt werden. Im Rahmen dieser Teststudie müssten regelmäßig standardisierte Schneeprofile an einer für den Anbruch einer Nassschneelawine charakteristischen Stelle aufgenommen werden. Mit den gewonnenen Daten über die Schneedecke und weiteren wesentlichen Parametern könnte mit den in der gegenständlichen Studie vorgestellten Verfahren ein für diese Lawinenbahn spezifisches Prognosemodell

entwickelt werden. Eine derartige Teststudie bedarf jedoch nicht zu unterschätzender Zeit- und Personalressourcen, jedoch könnte sie entscheidende Fortschritte bringen.

6. *Zusätzlich bzw. teilweise auch alternativ zu einer intensiveren manuellen Schneedeckenbeobachtung sollte auch der **Einsatz von Schneedeckensimulationsmodellen** in Betracht gezogen werden:*
   Mit Schneedeckensimulationsmodellen (siehe Kap. 2.13) können über topografische und meteorologische Inputparameter fehlende Daten über den Schneedeckenaufbau oder die räumliche Variabilität der Schneedecke simuliert werden (vgl. MITTERER et al. 2009). Dadurch könnte der modellierte Schneedeckenaufbau sowie die Schneetemperatur (Grundvoraussetzung Isothermie!) und der volumetrische Wassergehalt für ein beliebiges Anbruchsgebiet als Inputparameter für ein Prognosemodell fungieren. Das Einrichten und Kalibrieren eines Schneedeckensimulationsmodells für das Kapruner Tal ist ebenfalls mit hohem Zeit- und Personalaufwand verbunden, könnte in weiterer Folge aber den Ressourcenaufwand für die manuelle Schneeprofil-Aufnahme verringern.

3 Daten über Lawinenereignisse:

1. *Eine Optimierung und Vereinheitlichung der **Aufnahme von Nassschneelawinenereignissen** ist anzustreben:*
   Eine kurze Schulung der Beobachter des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach über die definitionsgemäße Bezeichnung der Lawinenart, insbesondere die Definition von Nassschneelawinen (siehe Kap. 1.3.3.1 bzw. 3.3.1), könnte die Datenqualität in diesem Bereich deutlich heben. Als Nassschneelawine sollten tatsächlich nur jene Lawinen verzeichnet werden, bei denen im Anbruchsgebiet nasse Schneebedingungen vorherrschend waren bzw. vermutet werden. Dies würde das nachträgliche, fehleranfällige Verifizieren der Nassschneelawinenereignisse hinfällig werden lassen (siehe Kap. 3.2.4.3 und 4.4.1).

2. *Die Aufnahme der **Uhrzeit des Lawinenabgangs**, sofern bekannt bzw. annähernd genau rekonstruierbar, wäre hilfreich:*
   Insbesondere bei Nassschneelawinenereignissen sind oftmals die Uhrzeit des Abgangs und somit die zu exakt diesem Zeitpunkt vorherrschenden meteorologischen und nivologischen Bedingungen entscheidend. Die Einflussfaktoren wären deutlich besser identifizierbar, könnten die zur Stunde des Lawinenabgangs verzeichneten meteorologischen Parameter herangezogen werden, anstatt wie in dieser Studie nur Tageswerte. Die Aufnahme der Uhrzeit würde auch in Hinblick auf die automatische Datierung des Lawinenereignisses auf den Vortag (siehe

Kap. 3.2.4.2) mehr Klarheit schaffen, wird jedoch in der Beobachtungspraxis nicht immer möglich sein.

3. *Das Zusammenfassen mehrerer gleichartiger Lawinen eines Tages unter der Bezeichnung **„Alle Lawinen“** (siehe Kap. 3.2.4.2) sollte vermieden werden:*
   Eine Aufnahme jeder Lawine als Einzelereignis inklusive räumlicher Zuordnung (Angabe der Lawinenbahn) ist in Hinblick auf Auswertungen jeglicher Art anzustreben. Aussagen über die absolute Anzahl von Lawinen sind andernfalls nicht möglich. Weiters verursachte die teilweise fehlende räumliche Zuordnung in der gegenständlichen Studie eine Vielzahl an Problemen bei der Datenaufbereitung (siehe Kap. 3.2.4 und 4.4.1).

4. *Die Aufnahme der **Seehöhe des Anbruchs** sollte für jedes Lawinenereignis angestrebt werden, sofern diese vom Beobachtungspunkt abschätzbar ist:*
   Die Höhenlage des Anbruchs ist im Falle eines Nassschneelawinenereignisses bei Regen im Zusammenhang mit der Schneefallgrenze relevant. In der gegenständlichen Studie musste stets der ungünstigste Fall der „tiefstmöglichen typischen Seehöhe für den Anbruch von Nassschneelawinen“ je Lawinenbahn angenommen werden, um mit der geschätzten Schneefallgrenze auf Rain-on-Snow-Events schließen zu können (siehe Kap. 3.2.2.3).

5.4.2 Datenaufbereitung, Auswertung und Prognosemodelle

1 Datenaufbereitung:

Die Qualität, Angemessenheit und Fehleranfälligkeit der Datenaufbereitung wurde in Kap. 4.4.1 ausführlich diskutiert. Aufbauend auf diesen Erkenntnissen wurden bereits in Kap. 5.4.1 Maßnahmen vorgeschlagen, um Notwendigkeit und Umfang der fehleranfälligen Datenaufbereitung zu minimieren (korrekte Aufnahme von Nassschneelawinenereignissen, Aufnahme der Schneefallgrenze etc.). Im Folgenden sollen nun einige Vorschläge und Anregungen zur Optimierung der dann weiterhin notwendigen Datenaufbereitung zusammenfassend aufgelistet werden:

1. *Das Generieren **zusätzlicher Parameter** aus den zur Verfügung stehenden Ausgangsdaten und deren Aufnahme in den der Modellentwicklung zur Verfügung gestellten Parametersatz ist anzudenken:*
   Hinweise über weitere für die Auslösung von Nassschneelawinen möglicherweise relevante Einflussfaktoren liefern Kap. 2.8 und Tabelle 3.8 in Kap. 3.3.5. Anhaltspunkte können auch BAGGI und SCHWEIZER (2009) liefern. Insbesondere die

Charakterisierung des Schneedeckenaufbaus erfolgte in der Schweizer Studie differenzierter (Anteil isotherme Schneehöhe an Gesamtschneehöhe, kapillarer-Barrieren-Index, Vorhandensein von Schwachschichten etc., siehe Kap. 4.4.4). Allerdings zeigten auch die meisten dieser Parameter nur geringe Signifikanz für die Auslösung von Nassschneelawinen.

2. *Das Verfahren zur **Auswahl der nonNSL-Tage** ist zu hinterfragen und gegebenenfalls zu optimieren:*

   In der gegenständlichen Studie wurden jeweils jene zwei Tage vor und nach einem NSL-Tag dem Analysedatensatz als nonNSL-Tag hinzugefügt (siehe Kap. 3.2.4.3). Dies führt in den meisten Fällen dazu, dass keine Differenzierung über den Schneedeckenaufbau möglich ist, da den benachbarten Tagen dasselbe Schneeprofil zugewiesen wird (siehe Kap. 4.4.4). Die willkürliche Wahl nicht benachbarter nonNSL-Tage (wie z. B. in BAGGI und SCHWEIZER 2009) widerspricht wiederum dem Ziel möglichst ähnliche NSL- und nonNSL-Tage in den Analysedatensatz aufzunehmen, um die (meteorologischen) Unterschiede zu identifizieren, die zu einem NSL-Tag führen (siehe Kap. 3.2.4.3). Diesem Dilemma muss sich gestellt und ein geeigneter Kompromiss gefunden werden. Beispielsweise könnten im Analysedatensatz als nonNSL-Tage jeweils der Tag vor und der Tag nach einem NSL-Tag und zusätzlich gleich viele willkürlich gewählte nonNSL-Tage aufgenommen werden. Dies hätte den Vorteil, dass die Gesamtanzahl aller herangezogenen Tage im Vergleich zu dem in dieser Arbeit verwendeten Datensatz etwa gleich bleibt, diese jedoch ein breiteres Spektrum an Bedingungen abdecken.

2 Auswertung und Auswerteverfahren:

Im Folgenden sollen Vorschläge und Anregungen zur Optimierung der Auswertung und der Auswerteverfahren angeführt werden:

1. *Das Einbeziehen **meteorologischer Daten umliegender Stationen** sollte getestet werden:*

   In der gegenständlichen Studie werden ausschließlich Daten der Station Mooserboden berücksichtigt, deren Lage möglicherweise nicht für alle Anbruchsgebiete im Kapruner Tal als repräsentativ erachtet werden kann, da es sich lediglich um eine Punktaufnahme der meteorologischen Bedingungen handelt. Die VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach betreibt weitere Stationen im Einzugsgebiet der Speicherkraftwerke Kaprun (siehe Kap. 3.2.2.1). Weitere Stationen im Kapruner Tal finden sich zudem im Einflussbereich der Gletscherbahnen Kaprun AG (z. B. die Station Kammerscharte, die oberhalb der meisten Lawineneinzugsgebiete liegt). Die

Qualität der gemessenen Daten an diesen umliegenden Stationen müsste geprüft werden. Sofern die Qualität als ausreichend befunden wird, könnte das Einbeziehen dieser Daten die räumliche Auflösung der meteorologischen Parameter (nicht zuletzt in Hinblick auf die Höhenlage) deutlich erhöhen.

2. *Eine **räumlich differenziertere Betrachtung** ist zu überlegen bzw. zu testen:*
   In der gegenständlichen Studie wird versucht ein allgemein gültiges Prognosemodell für das gesamte Kapruner Tal zu entwickeln. Möglicherweise können jedoch deutlich bessere Ergebnisse erzielt werden, wenn Prognosemodelle für jede einzelne Lawinenbahn entwickelt werden, was mit einem gewissen Aufwand verbunden ist. Hierbei ist das Problem eines zu geringen Stichprobenumfangs in einzelnen Lawinenbahnen zu beachten: Beispielsweise wurden in 19 von 43 Lawinenbahnen (44 %) im Zeitraum von 1994/95 bis 2010/11 (Verfügbarkeit hochaufgelöster meteorologischer Daten) weniger als 10 Nassschneelawinenereignisse registriert.
   Eine höhere räumliche Differenzierung bei annehmbaren Stichprobenumfängen kann durch eine Gruppierung von Lawinenbahnen erzielt werden, beispielweise durch Zusammenfassen aller Lawinenbahnen mit gleicher Exposition (z. B. alle Osthänge, alle Südhänge usw.), ähnlicher Größe und ähnlicher Höhenlage der Anbruchsgebiete. Eine mögliche Vorgangsweise für eine räumlich höher aufgelöste Analyse von Gruppen (benachbarter) Lawinenbahnen ähnlicher Charakteristik zeigten FLOYER und McCLUNG (2003) auf. Sie erzielen in drei von vier Teilgebieten höhere Trefferraten als mit dem Gesamtmodell. Es ist jedoch in jedem Fall auf einen ausreichenden Stichprobenumfang in jeder Gruppe zu achten.
   Alternativ könnte zu Testzwecken eine räumlich eingeschränkte Betrachtung einer ausgewählten Lawinenbahn erfolgen, samt intensiver Schneedeckenbeobachtung im Anbruchsgebiet (vgl. die betreffende Anregung in Kap. 5.4.1 unter Punkt 2). Eine derartige Teststudie könnte wichtige Aufschlüsse für die Entwicklung eines Gesamtmodells liefern.

3. *Die **Berücksichtigung des Lawinentyps** ist anzudenken:*
   Die Erstellung zweier unterschiedlicher Modelle für Tage mit nassen Lockerschneelawinen und Tage mit nassen Schneebrettlawinen mag sinnvoll sein. BAGGI und SCHWEIZER (2009) identifizierten voneinander verschiedene Einflussfaktoren für unterschiedliche Lawinentypen.

4. *Eine **Optimierung bzw. intensivere Betrachtung der Gradtagzahlmethode** ist ratsam:*

   In der gegenständlichen Studie wird versucht mit den relativ einfachen Ansätzen der Gradtagzahlmethode den Kälteinhalt der Schneedecke auf Basis der Winterentwicklung zu quantifizieren. Es werden jedoch nur wenige verwertbare Erkenntnisse gewonnen (siehe Kap. 4.1.5). Möglicherweise kann eine Überarbeitung der Methode hinsichtlich Startzeitpunkt der Aufsummierung, verwendeter Parameter etc. zu besseren Ergebnissen führen. Zudem sollten deutlich mehr Winter nach dieser Methode analysiert werden, um mögliche allgemein gültige Zusammenhänge erkennen zu können. Erst nach einer intensiveren Betrachtung der Gradtagzahlmethode kann deren Aussagekraft beurteilt werden.

5. *Die **Anwendbarkeit des Verfahrens der logistischen Regression** auf die gegenständliche Fragestellung ist zu hinterfragen und alternative Verfahren anzudenken:*

   Das Verfahren der logistischen Regression wurde gemäß den Überlegungen in Kap. 3.3.4.2 als am zielführendsten für die gegenständliche Fragestellung erachtet. Sollte sich nach Umsetzung der in Kap. 5.4.1 und 5.4.2 vorgeschlagenen Maßnahmen bzw. weiterer Optimierungen keine wesentliche Verbesserung der Prognosegüte erzielen lassen, ist das Auswerteverfahren bzw. seine Anwendbarkeit für die gegenständliche Fragestellung grundsätzlich zu hinterfragen und nach Alternativen zu suchen. Eine Aufstellung möglicher Analyseverfahren findet sich in Kap. 3.3.4.1. Beim Projekt NAFT (VERBUND 1998) wurden beispielsweise mit dem Datensatz aus dem Kapruner Tal die besten Trefferraten mit einem regelbasierten Expertensystem erzielt (siehe Kap. 4.4.3).

6. *Das Aufstellen einer **empirischen Formel zur Berechnung eines Nassschneelawinenindexes** ist zu versuchen:*

   Eine Berechnungsmethode für einen empirischen Nassschneelawinenindex, der die Wahrscheinlichkeit von Nassschneelawinenauslösungen für den Prognosetag angibt, könnte nach dem Vorbild des Waldlawinenindexes (SLF 2000) entwickelt werden. Die maßgebenden Einflussfaktoren müssten als dimensionslose Größen mit entsprechendem Vorzeichen in die Berechnung eingehen und die Berechnungsmethode mit dem vorhandenen Datensatz evaluiert und optimiert werden. Eine mögliche Vorgangsweise findet sich in SLF (2000, S. 72).

3 Entwicklung von Prognosemodellen mittels logistischer Regression:

Die erzielte Prognosegüte der entwickelten Modelle wurde in Kap. 4.4.3 ausführlich diskutiert. Da das in Kap. 3.3.6 definierte Ziel einer Trefferrate von zumindest 80 % nicht erreicht werden konnte, sollen nun im Folgenden Vorschläge und Anregungen zur Optimierung der Prognosemodelle und Erhöhung der Prognosegüte, aufbauend auf den bereits angeführten Maßnahmen, aufgelistet werden:

1. *Eine **Erhöhung des Stichprobenumfangs** bei der Modellentwicklung ist anzuraten:*
   Der Umfang der Analysewinter sollte ausgedehnt werden, idealerweise auf alle Winter seit 1994/95 (Beginn der Verfügbarkeit hochaufgelöster meteorologischer Daten). Die Rohdaten hierfür sind vorhanden, allerdings ist ein hoher Aufwand für die Datenaufbereitung einzuplanen. Ein größerer Stichprobenumfang, also mehr NSL- und nonNSL-Tage, könnte den Einfluss einiger Verzerrungen bei Ausgangsdaten und Datenaufbereitung (siehe Kap. 4.4.1) minimieren. Weiters würde ein größerer Stichprobenumfang stabilere „Regen"-Modelle ermöglichen und insbesondere auch die Entwicklung eines R10-Modells erlauben (siehe Kap. 4.2).

2. *Eine **Optimierung der Modelltypen** hinsichtlich Stichprobenumfang und Parametersatz ist zu empfehlen:*
   Nach Umsetzung der bereits vorgeschlagenen Maßnahmen sollte die Zuteilung der Fälle (NSL- und nonNSL-Tage) auf „Regen"- und „Trocken"-Modelle nochmals überprüft und gegebenenfalls optimiert werden (z. B. hinsichtlich des Regen-Schwellenwertes; siehe Kap. 3.3.6). Weiters sollte auch der Unterschied im Parametersatz der theoretischen und praxistauglichen Modelle (siehe Kap. 3.3.6) geprüft und gegebenenfalls optimiert werden. Mitunter ist auch das Einführen neuer Modellkategorien zu überlegen (z. B. getrennte Modelle für Tage mit hoher Einstrahlung und Tage mit geringer Einstrahlung etc.).

3. *Möglichkeiten der **Optimierung der Integration des Schneedeckenaufbaus** ins Modell sollten untersucht werden:*
   Ein neuerlicher Versuch der Integration des Schneedeckenaufbaus ins Prognosemodell ist nur dann sinnvoll, wenn die Qualität der Ausgangsdaten deutlich gehoben wird (siehe Maßnahmen in Kap. 5.4.1 unter Punkt 2).

Im Folgenden sollen nun noch einige Überlegungen festgehalten werden, die der Autor, im Falle der erfolgreichen Entwicklung eines Prognosemodells mit ausreichend hoher Trefferrate, durchführen bzw. umsetzen würde:

1. *Eine **Evaluierung des Prognosemodells** mit unabhängigen bzw. halb-unabhängigen Daten:*

   Eine Evaluierung mit halb-unabhängigen Daten könnte beispielsweise durch Anwendung des entwickelten Prognosemodells und Berechnen der Trefferrate unter Verwendung eines zufälligen zeitlichen Ausschnitts eines analysierten Winters bzw. des gesamten Winters (viele nonNSL-Tage, relativ wenige NSL-Tage) geschehen.

   Eine Evaluierung mit unabhängigen Daten sollte zur Prüfung der Praxistauglichkeit des Prognosemodells ebenfalls durchgeführt werden. Dies kann mit Daten eines nicht in die Modellentwicklung miteinbezogenen Winters erfolgen. Diese Vorgangsweise entspricht, aufgrund der eigenständigen Charakteristik jedes Winters, einem realitätsnahen Praxistauglichkeitstest für die Prognosetätigkeit.

   In beiden Fällen ist die Trefferrate zu berechnen und zu bewerten. Ist die Trefferrate auch unter Verwendung unabhängiger bzw. halb-unabhängiger Daten ausreichend hoch, ist das Prognosemodell als stabil und vertrauenswürdig zu bezeichnen.

2. *Die **anwenderfreundliche Aufbereitung des Prognosemodells** ist als übergeordnetes Ziel anzusehen:*

   Die Entwicklung eines einfachen rechnergestützten Programms basierend auf dem entwickelten Prognosemodell mit anwenderfreundlicher Eingabemaske (Input) und Aufbereitung des Prognoseergebnisses (Output) liegt im Sinne von Ziel 3 dieser Arbeit (Kap. 1.5). Als Inputvariablen sollen die Werte für den Prognosetag der ins Modell aufgenommenen Parameter fungieren. Der Output stellt die Wahrscheinlichkeit der Auslösung einer Nassschneelawine für den Prognosetag dar. Ein derartiges Prognosetool soll dem Lawinenwarndienst der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach eine Hilfestellung bei der Prognose von Nassschneelawinen sein.

3. *Im anwenderorientierten Prognosetool sollte die **Eingabe relevanter Beobachtungen** als Inputfaktoren angedacht werden:*

   Die Berücksichtigung zusätzlicher leicht beobachtbarer Parameter in Form von Faktoren, die die Wahrscheinlichkeit für einen Nassschneelawinenabgang abmindern oder erhöhen, sollte getestet werden. Inputparameter können beispielsweise das Vorhandensein bzw. Vergrößern von Gleitschneemäulern, Ergebnisse von Stabilitätstests, an Vortagen beobachtete Nassschneelawinen etc. sein. Derartige Parameter sind vom Beobachter leicht zu ermitteln und sind Indikatoren für die Stabilität der Schneedecke. Der Einfluss auf die Prognosegüte ist zu testen.

4. *Im anwenderorientierten Prognosetool sollte die **Eingabe der Schneefallgrenze** als Inputfaktor berücksichtigt werden:*

   Die Schneefallgrenze ist üblicherweise ein relativ gut prognostizierbarer Parameter und könnte in künftige Prognosemodelle eingebaut werden, um beispielsweise das anzuwendende Modell („Regen"- oder „Trocken"-Modell) für den Prognosetag zu wählen. Als Referenzwert müsste die „tiefstmögliche typische Seehöhe für den Anbruch von Nassschneelawinen" im untersuchten Gebiet (gesamtes Kapruner Tal oder Teilgebiet) herangezogen werden. Liegt die prognostizierte Schneefallgrenze über dieser Referenz-Seehöhe, käme das „Regen"-Modell zur Anwendung, liegt sie darunter, das „Trocken"-Modell.

6 AUSBLICK

Zur Erforschung der Eigenschaften von nassem Schnee und der Auslösemechanismen von Nassschneelawinen wurden in den vergangenen Jahrzehnten einige Anstrengungen unternommen und Fortschritte erzielt. Die Vorhersage von Nassschneelawinen, auch für ein räumlich begrenztes Gebiet wie das Kapruner Tal, stellt den Prognostiker jedoch immer noch vor bedeutende Schwierigkeiten.

Die Prognosegüte des im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Prognosemodells ist wenig zufriedenstellend. Zukünftige Anstrengungen sollten sich einerseits auf eine Hebung und Standardisierung der Qualität der Datengrundlagen und andererseits auf eine vertiefende Erforschung der Eigenschaften von Nassschnee konzentrieren, um bessere Prognosen zu ermöglichen. Die Forschung mit dem Ziel der Verbesserung der Vorhersage von Nassschneelawinenabgängen sollte in folgende Richtungen vorangetrieben werden:

1. Es müssen Methoden entwickelt werden, um den **Schneedeckenaufbau** in seiner räumlichen wie zeitlichen Variabilität möglichst detailliert, exakt und in Echtzeit aufnehmen und abbilden zu können. Dies stellt seit jeher die schwierigste Aufgabe bei jeder Art von Lawinenprognose dar. Mit diesem Wissen wurde an deren Verbesserung jedoch seit Anbeginn der Lawinenvorhersage gearbeitet, wodurch die Ergebnisse stetig verbessert werden konnten. Aus heutiger Sicht gilt es, die Effizienz, Qualität und Objektivität zu erhöhen. Vielversprechend hierfür erscheinen insbesondere Mikro-Rammsonden (z. B. der SnowMicroPen), Radartechnologien und Schneedeckensimulationsmodelle. Diese Technologien sollten weiter verbessert sowie neue Technologien entwickelt und getestet werden.

2. Der **Wassergehalt**, die **Wasserinfiltration** und deren Infiltrationsmuster sowie die aktuelle Eindringtiefe der Feuchtigkeitsfront in Kombination mit dem Schneedeckenaufbau sind entscheidend für die Auslösung von Nassschneelawinen. Forschungsbedarf besteht sowohl bei Messgerätetechnik (korrekte Messung des Wassergehalts und der aktuellen Wasserverteilung in der Schneedecke) als auch beim Verständnis der Prozesse der Wasserinfiltration bei unterschiedlichem Schneedeckenaufbau. Dies ist die Voraussetzung für eine möglichst realgetreue Abbildung der Wasserinfiltration in einem Prognosemodell.

3. Eine internationale **Standardisierung der Definition von Nassschneelawinen** ist anzustreben. Jeder Lawinenbeobachter sollte eine Lawine nach denselben Kriterien ansprechen und klassifizieren, um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten.

Für den Einflussbereich des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach sollte zur Verbesserung der Nassschneelawinen-Prognose in Hinkunft zusätzlich Folgendes angedacht werden:

1. Die Quantität der **Datengrundlagen** ist herausragend (lange Zeitreihen), jedoch ist die Qualität in einzelnen Bereichen noch verbesserungswürdig. Verbesserungsvorschläge werden in dieser Arbeit angeführt. Insbesondere sollte die Frequenz der Daten über den Schneedeckenaufbau deutlich gesteigert und die Messung der Schneetemperatur verbessert werden. Der Schneetemperatur, die in Ermangelung der Kenntnis der Wasserverteilung in der Schneedecke als Indikator für die Isothermie gelten kann, kommt bei der Nassschneelawinen-Prognose besondere Bedeutung zu.

2. Der Einsatz von **Schneedeckensimulationsmodellen** könnte manche Qualitätsmängel in den Datengrundlagen ausmerzen und wichtige Informationen für die Nassschneelawinen-Prognose liefern. Erfahrungen vom SLF zeigen, dass der Zusammenhang der Nassschneelawinenaktivität mit Informationen aus Schneedeckensimulationsmodellen signifikanter ist als jener mit meteorologischen Daten.

3. Mitunter ist die Entwicklung einer **empirischen Formel** zur Berechnung eines Nassschneelawinenindexes erfolgversprechender für die Nassschneelawinen-Prognose als ein statistisches Prognosemodell, wie es in dieser Arbeit entwickelt wurde. Ein derartiger Versuch könnte sich zunächst auf eine bzw. wenige Lawinenbahnen beschränken. Gelingt es, eine ansprechende Prognosegüte zu erzielen, könnte daraus ein einfaches, anwenderorientiertes Tool für die Arbeit des Lawinenwarndienstes entwickelt werden.

In Hinblick auf eine Verbesserung der Vorhersage von Nassschneelawinenabgängen besteht somit einiger Forschungsbedarf für künftige Studien. Dies betrifft sowohl das Thema Nassschneelawinen allgemein als auch im Speziellen die Nassschneelawinen-Prognose im Kapruner Tal.

7 LITERATURVERZEICHNIS

ARMSTRONG, R. L.; IVES, J. D. (Hrsg.) (1976): Avalanche release and snow characteristics, San Juan Mountains, Colorado. Boulder, Colorado: Institute of Arctic and Alpine Research.

BAGGI, S.; SCHWEIZER, J. (2009): Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). Natural Hazards 50, 97-108.

BALTES-GÖTZ, B. (2008): Logistische Regressionsanalyse mit SPSS. Universitäts-Rechenzentrum Trier.

BARRACLOUGH, T. W.; BLACKFORD, J. R.; ZAISER, M. (2010): Snow in Scotland: SnowMicroPen analysis of natural and artificial snow samples. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 367-372.

BARTELT, P.; LEHNING, M. (2002): A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning – Part I: numerical model. Cold Regions Science and Technology 35, 123-145.

BARTELT, P.; McARDELL, B. W. (2009): Instruments and Methods, Granulometric investigations of snow avalanches. Journal of Glaciology 55 (193), 829-833.

BENGTSSON, L. (1982): Percolation of meltwater through a snowpack. Cold Regions Science and Technology 6, 73-81.

BEV (BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN) (Hrsg.) (1999): Austrian Map 1.0 – digitale Karte Österreichs. Wien: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen.

BHUTIYANI, M. (1994): Field investigations on meltwater percolation and its effect on shear strength of wet snow. In: Snow Symp – 94, International Symposium on Snow. Manali, India, 200- 206.

BOLOGNESI, R.; BUSER, O.; GOOD, W. (1994): Local avalanche forecasting in Switzerland: strategy and tools, a new approach. In: Proceedings ISSW 1994. Snowbird, Utah, 463-472.

BROWN, A. (2008): On wet slab mechanics and yellow snow: A practitioner´s observations. In: Proceedings ISSW 2008. Whistler, 299-305.

BRUN, E. (1989): Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. Annals of Glaciology 13, 22-26.

BRUN, E.; REY, L. (1987): Field study on snow mechanical properties with special regard to liquid water content. IAHS Publ. 162, 183-193.

BUISSON, L.; CHARLIER, C. (1993): Avalanche modelling and integration of expert knowledge in the ELSA system. Annals of Glaciology 18, 123-128.

BUSER, O. (1983): Avalanche forecast with the method of nearest neighbours: an interactive approach. Cold Regions Science and Technology 8, 155-163.

BUSER, O. (1989): Two years experience of operational avalanche forecasting using the nearest neighbours method. Annals of Glaciology 13, 31-34.

CAMPBELL SCIENTIFIC (CAMPBELL SCIENTIFIC, INC.) (2012): CS616-L, Specifications and Technical Data. North Logan, Utah: Campbell Scientific, Inc. Online: http://www.campbellsci.com/cs616-l-specifications (03.11.2012).

CEAGLIO, E.; SEGOR, V.; FREPPAZ, M. et al. (2010): Full-depth avalanches and soil erosion: an experimental site in Aosta Valley (NW Italian Alps). In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 830.

CHRISTEN, M.; BARTELT, P.; GRUBER, U. (2002): AVAL-1D: An avalanche dynamics program for the practice. In: Conference Proceedings INTERPRAEVENT 2002 in the Pacific Rim (Vol. 2). Matsumoto, 715-725.

CHRISTEN, M.; KOWALSKI, J.; BARTELT, P. (2010): RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology 63, 1-14.

COLBECK S. C. (1982): The geometry and permittivity of snow at high frequencies. Journal of Applied Physics 53 (6), 4495–4500.

COLBECK, S. C. (1979): Grain clusters in wet snow. Journal of Colloid and Interface Science 72 (3), 371-384.

COLBECK, S. C. (1995): Of Wet Snow, Slush & Snowballs. The Avalanche Review 13 (5). Online: http://www.avalanche.org/moonstone/TAR/avi%20review%20articles/Of%20Wet%20Snow,%20Slush%20&%20Snowballs.htm (16.10.2011).

COLEOU, C.; GIRAUD, G.; DANIELOU, Y. et al. (2009): Use of the models Safran-Crocus-Mepra in operational avalanche forecasting. In: Proceedings ISSW 2009. Davos, 341-345.

CONWAY, H.; CARRAN, W.; CARRAN, A. (2009): Rain-on-snow avalanches: forecasting the return to stability. In: Proceedings ISSW 2009. Davos, 267-270.

CONWAY, H.; RAYMOND, C. F. (1993): Snow stability during rain. Journal of Glaciology 39 (133), 635-642.

DAVIS, T. N. (1981): Slush Flows. Alaska Science Forum, Article #469. Online: http://www2.gi.alaska.edu/ScienceForum/ASF4/469.html (01.10.2011).

DENOTH, A. (1994): An electronic device for long-term snow wetness recording. Annals of Glaciology 19, 104-106.

DENOTH, A. (1999): Wet snow pendular regime: the amount of water in ring-shaped configurations. Cold Regions Science and Technology 30, 13-18.

DENOTH, A. (2003): Structural phase changes of the liquid water component in Alpine snow. Cold Regions Science and Technology 37, 227-232.

ECKERT, N.; COLEOU, C.; CASTEBRUNET, H. et al. (2010): Cross-comparison of meteorological and avalanche data for characterising avalanche cycles: The example of December 2008 in the eastern part of the French Alps. Cold Regions Science and Technology 64, 119-136.

EGLI, L.; JONAS, T.; MEISTER, R. (2009): Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. Cold Regions Science and Technology 57, 107-115.

ETZER, H., Leiter des Lawinenwarndienstes der VERBUND Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach (persönliche Mitteilung): Auskünfte zur Datenaufzeichnung etc.

FERGUSON, S. (1985): Collective Ideas on Triggering Mechanisms. The Avalanche Review 5 (3).

FIERZ, C.; ARMSTRONG R. L.; DURAND, Y et al. (2009): The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology 83, IACS Contribution 1, Paris: UNESCO.

FLOYER, J. A.; McCLUNG, D. (2003): Numerical avalanche prediction: Bear Pass, British Columbia, Canada. Cold Regions Science and Technology 37, 333-342.

FÖHN, P. (1991): Schnee und Lawinen. ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Mitteilungen 108, 33-48.

FÜRST, J. (2007): Digitaler Hydrologischer Atlas Österreichs. Version 3.0.1. Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau (IWHW), Universität für Bodenkultur Wien.

GASSNER, M.; BRABEC, B. (2002): Nearest neighbour models for local and regional avalanche forecasting. Natural Hazards and Earth System Sciences 2, 247-253.

GIRAUD, G. (1992): MEPRA: an expert system for avalanche risk forecasting. In: Proceedings ISSW 1992. Breckenridge, Colorado, 97-106.

GRANIG, M.; OBERNDORFER, S. (2008): Entwicklung und Kalibrierung des Fließ- und Staublawinenmodells SamosAT. In: Conference Proceedings INTERPRAEVENT 2008 (Vol. 2). Dornbirn, 493-504.

GREENE, E.; ATKINS, D.; BIRKELAND, K. W. et al. (2010): Snow, weather and avalanches: Observational Guidelines for avalanche programs in the United States. American Avalanche Association. 2. Aufl., Pagosa Springs, CO. Online: http://www.fsavalanche.org/Default.aspx?ContentId=45&LinkId=54&ParentLinkId=40 (08.10.2011).

GUBLER, H.; WYSSEN, S.; KOGELNIG, A. et al. (2011): Leitfaden künstliche Lawinenauslösung. Reichenbach: wyssen avalanche control AG.

HARTMAN, H.; BORGESON, L. E. (2008): Wet Slab Instability at the Arapahoe Basin Ski Area. In: Proceedings ISSW 2008. Whistler, 163-169.

HASHIMOTO, S.; ZHOU, S.; NAKAWO, M. et al. (2005): Temporal isotope changes in wet snow layers in association with mass exchange between snow particles and liquid water in between the particles. Annals of Glaciology 40, 128-132.

HEILIG, A.; EISEN, O.; SCHNEEBELI, M. (2010a): Temporal observations of a seasonal snowpack using upward-looking GPR. Hydrological Processes 24, 3133-3145.

HEILIG, A.; MITTERER, C.; HOINKES, S. et al. (2010b): Continuous Monitoring of the seasonal Snowpack Evolution utilizing upward-looking GPR Technology. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 13-17.

HENDRIKX, J.; OWENS, I.; CARRAN, W. et al. (2005): Avalanche activity in an extreme maritime climate: The application of classification trees for forecasting. Cold Regions Science and Technology 43, 104-116.

HESTNES, E.; KRISTENSEN, K. (2010): The diversities of large slushflows illustrated by selected cases. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 348-355.

HIRASHIMA, H.; KAMIISHI, I.; YAMAGUCHI, S. et al. (2010b): Application of a numerical Snowpack Model to estimate full-depth Avalanche Danger. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 47-52.

HIRASHIMA, H.; YAMAGUCHI, S.; SATO, A. et al. (2010a): Numerical modeling of liquid water movement through layered snow based on new measurements of the water retention curve. Cold Regions Science and Technology 64, 94-103.

HÖLLER, P. (2007): Avalanche hazards and mitigation in Austria: a review. Natural Hazards 43, 81-101.

IBM Corporation (2011): IBM SPSS Regression 20. Online: ftp://public.dhe.ibm.com/software/analytics/spss/documentation/statistics/20.0/de/client/Manuals/IBM_SPSS_Regression.pdf (12.08.2012).

ISSLER, D.; ERRERA, A.; PRIANO, S. et al. (2008): Inferences on flow mechanisms from snow avalanche deposits. Annals of Glaciology 49, 187-192.

IZUMI, K. (1989): Effects of solar radiation on the formation of weak wet snow. Annals of Glaciology 13, 120-123.

JOMELLI, V.; BERTRAN, P. (2001): Wet Snow Avalanche Deposits in the French Alps: Structure and Sedimentology. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 83, 15-28.

JOMELLI, V.; BRUNSTEIN, D.; GRANCHER, D. et al. (2006): Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). Climatic Change (Nr. unbekannt).

JOMELLI, V.; DELVAL, C.; GRANCHER, D. et al. (2007): Probabilistic analysis of recent snow avalanche activity and weather in the French Alps. Cold Regions Science and Technology 47, 180-192.

JOMELLI, V.; PECH, V. P.; CHOCHILLON, C. et al. (2004): Geomorphic variations of debris flows and recent climatic change in the French Alps. Climatic Change 64, 77-102.

KAPIL, J. C.; KUMAR, A.; NEGI, P. S. (2010): Measurements of mid-winter spatial distribution of meltwater saturation. Annals of Glaciology 51, 146-152.

KERN, M.; BARTELT, P.; SOVILLA, B. et al. (2009): Measured shear rates in large dry and wet snow avalanches. Journal of Glaciology 55 (190), 327-338.

KLEEMAYR, K.; MOSER, A.; SCHÖLL, J. et al. (2000): Lawinenprognose mit statistischen und selbstlernenden Verfahren im Projekt NAFT. In: Conference Proceedings INTERPRAEVENT 2000 (Vol. 1). Villach, 411-421.

KOPP, J.; LOIS, D. (2009): Binäre logistische Regression in SPSS. Institut für Soziologie, Technische Universität Chemnitz.

KRAINER, K. (2007): Permafrost und Naturgefahren in Österreich. Ländlicher Raum – Online-Fachzeitung des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Jahrgang 2007. Online: www.laendlicher-raum.at/filemanager/download/19380/ (01.11.2011).

KRISTENSEN, K. (o.J.): Slush flows in Norway. Online: http://www.ikar-cisa.org/ikar-cisa/documents/2010/ikar20101202000673.pdf (01.10.2011).

LAND TIROL (Hrsg.) (2000): Lawinenhandbuch. 7. Aufl., Innsbruck-Wien: Tyrolia-Verlag.

LATERNSER, M.; SCHNEEBELI, M. (2002): Temporal Trend and Spatial Distribution of Avalanche Activity during the Last 50 Years in Switzerland. Natural Hazards 27, 201-230.

LWD TIROL (LAWINENWARNDIENST TIROL, AMT DER TIROLER LANDESREGIERUNG – ABTEILUNG ZIVIL- UND KATASTROPHENSCHUTZ) (Hrsg.) (2009a): Glossar Schnee und Lawinen. Online: http://www.avalanches.org/basics/glossar-de/ (29.09.2011).

LWD TIROL (LAWINENWARNDIENST TIROL, AMT DER TIROLER LANDESREGIERUNG – ABTEILUNG ZIVIL- UND KATASTROPHENSCHUTZ) (Hrsg.) (2009b): Gleitschnee-lawine. Online: http://lawine.tirol.gv.at/uploads/media/Gleitschneelawinen.PDF (17.11.2012).

LAZAR, B.; WILLIAMS, M. W. (2010): Potential Changes in the Frequency of Rain-on-Snow Events for U. S. Cascades Ski Areas as a Result of Climate Change: Projections for Mt. Bachelor, Oregon in the 21st Century. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 444-449.

LEHNING, M.; FIERZ, C.; BROWN, B. et al. (2004): Modeling snow instability with the snow-covermodel SNOWPACK. Annals of Glaciology 38, 331-338.

LEHNING, M.; VÖLKSCH, I.; GUSTAFSSON, D. et al. (2006): ALPINE3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. Hydrological Processes 20, 2111-2128.

LUNDBERG, A. (1997): Laboratory calibration of TDR-probes for snow wetness measurements. Cold Regions Science and Technology 25, 197-205.

MACHIDA, M.; HAYAKAWA, N.; MACHIDA, T. (2008): Development of the Technology to induce an artificial avalanche for the wet snow layer. In: Proceedings ISSW 2008. Whistler, 350-355.

MARSHALL, H. P.; CONWAY, H.; RASMUSSEN, L. A. (1999): Snow densification during rain. Cold Regions Science and Technology 30, 35-41.

MARSHALL, H. P.; PIELMEIER, C.; HAVENS, S. et al. (2010): Slope-scale Snowpack Stability derived from multiple SnowMicroPen Measurements and high-resolution terrestrial FMCW Radar Surveys. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 102-109.

MARSHALL, H. P.; SCHNEEBELI, M.; KOH, G. (2007): Snow stratigraphy measurements with high-frequency FMCW radar: Comparison with snow micro-penetrometer. Cold Regions Science and Technology 47, 108-117.

MARSHALL, H-P.; KOH, G. (2008): FMCW radars for snow research. Cold Regions Science and Technology 52, 118-131.

MARTIN, E.; GIRAUD, G.; LEJEUNE, Y. et al. (2001): Impact of a climate change on avalanche hazard. Annals of Glaciology 32, 163-167.

McCAMMON, I. (2009): 38° Revisited: A Closer Look a t Avalanche Types & Slope Angles. The Avalanche Review 27 (4), 26-27.

McCLUNG, D. M. (2002): The Elements of Applied Avalanche Forecasting, Part II: The Physical Issues and the Rules of Applied Avalanche Forecasting. Natural Hazards 26, 131-146.

McCLUNG, D.; SCHAERER, P. (2006): The Avalanche Handbook. 3. Aufl., Seattle, WA: The Mountaineers Books.

MERTENS, P.; BODENDORF, F.; KÖNIG, W. et al. (2005): Grundzüge der Wirtschaftsinformatik. 9. Aufl., Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag.

MITTERER, C., HIRASHIMA, H., SCHWEIZER, J. (2011b): Wet-snow instabilities: comparison of measured and modeled liquid water content and snow stratigraphy. Annals of Glaciology 52, 201-208.

MITTERER, C.; HEILIG, A.; SCHWEIZER, J. et al. (2011a): Upward-looking ground-penetrating radar for measuring wet-snow properties. Cold Regions Science and Technology.

MITTERER, C.; MOTT, R.; SCHWEIZER, J. (2009): Observations and analysis of two wet-snow avalanche cycles. In: Proceedings ISSW 2009. Davos, 262-266.

MODER, K., stellvertretender Institutsvorstand, Institut für angewandte Statistik und EDV, Universität für Bodenkultur Wien (persönliche Mitteilung): wissenschaftliche Beratung zur Wahl des statistischen Auswerteverfahrens (16.05.2012).

NAIRZ, P. (2010): Gleitschneelawinen – Einfach unberechenbar. Bergauf – Mitglieder-magazin des Oesterreichischen Alpenvereins Nr. 1|10 Jg. 65 (135), 20-23.

NEMETZ, W. (1980): Lawinenschutz bei Kraftwerksbauten im Hochgebirge. In: Conference Proceedings INTERPRAEVENT 1980 (Vol. 2). Bad Ischl, 283-288.

OBERHAMMER, M. (o. J.): Artificial release of wet snow avalanches. Masterarbeit in Bearbeitung, Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur Wien.

ONESTI, L. J. (1989): Slush-Flow Questionnaire. Annals of Glaciology 13, 226-230.

PEITZSCH, E. (2008): WET SLABS: What do we REALLY know about them. The Avalanche Review 26 (4), 20-21.

PEITZSCH, E.; BIRKELAND, K. W.; HANSEN, K. J. (2008): Water Movement and Capillary Barriers in a stratified and inclined Snowpack. In: Proceedings ISSW 2008. Whistler, 179-187.

PIELMEIER, C. (2003): Textural and mechanical variability of mountain snowpacks. Dissertation, Universität Bern.

PIELMEIER, C.; SCHNEEBELI, M. (2002): Snow stratigraphy measured by snow hardness and compared to surface section images. In: Proceedings ISSW 2002. Penticton, British Columbia, Canada.

PIELMEIER, C.; SCHWEIZER, J. (2007): Snowpack stability information derived from the SnowMicroPen signal. Cold Regions Science and Technology 47, 102-107.

PIELMEIER, C.; SCHWEIZER, J.; MARSHALL, H. P. (2006): Improvements in the Application of the SnowMicroPen to derive Stability Information for Avalanche Forecasting. In: Proceedings ISSW 2006. Telluride, Colorado, 187-192.

PIELMEIER, C.; SCHWEIZER, J.; STUCKI, T. (2004): Application of the SnowMicroPen to derive Stability Information for Avalanche Forecasting. In: Proceedings ISSW 2004. Jackson Hole, Wyoming, 177-181.

PLATZER, K. (2007): Experimental Investigation of Avalanche Forces acting on Snow Sheds. Dissertation, Universität für Bodenkultur Wien.

PLATZER, K.; BARTELT, P.; JAEDICKE, C. (2007): Basal shear and normal stresses of dry and wet snow avalanches after a slope deviation. Cold Regions Science and Technology 49, 11-25.

PROKOP, A. (2008): Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. Cold Regions Science and Technology 54, 155-163.

RAYMOND, C.; TUSIMA, K. (1979): Grain coarsening of water saturated snow. Journal of Glaciology 22 (86), 83-105.

REARDON, B. (2008): A Conceptual Model for Wet-Slab Forecasting. The Avalanche Review 26 (4), 18-19.

RECCO AVALANCHE RESCUE SYSTEM (Hrsg.) (2011): Wet Snow and Rescuers – Part 2. http://reccoprofessionals.wordpress.com/2011/05/04/wet-snow-and-rescuers-%E2%80%94-part-2/ (29.09.2011).

ROMIG, J. M. (2004): March wet avalanche prediction at Bridger Bowl Ski Area, Montana. Master thesis, Montana State University, Bozeman, Montana.

ROMIG, J. M.; CUSTER, S. G.; BIRKELAND, K. W. et al. (2004): March wet avalanche prediction at Bridger Bowl Ski Area, Montana. In: Proceedings ISSW 2004. Jackson Hole, Wyoming.

RUDOLF-MIKLAU, F.; SAUERMOSER, S. (Hrsg.) (2011): Handbuch Technischer Lawinenschutz. Berlin: Verlag Wilhelm Ernst & Sohn.

SATYAWALI, P. K.; SCHNEEBELI, M.; PIELMEIER, C. et al. (2009): Preliminary characterization of Alpine snow using SnowMicroPen. Cold Regions Science and Technology 55, 311-320.

SCHAEFER, M.; RÖSGEN, T.; KERN, M. (2010): High-speed video recording of basal shear layers in snow chute flows. Cold Regions Science and Technology 64, 182-189.

SCHAFFHAUSER, A.; ADAMS, M.; FROMM, R. et al. (2008): Remote sensing based retrieval of snow cover properties. Cold Regions Science and Technology 54, 164-175.

SCHNEEBELI, M.; JOHNSON, J. B. (1998): A constant-speed penetrometer for high-resolution snow stratigraphy. Annals of Glaciology 18, 193-198.

SCHNEEBELI, M.; PIELMEIER, C.; JOHNSON, J. B. (1999): Measuring snow microstructure and hardness using a high resolution penetrometer. Cold Regions Science and Technology 30, 101-114.

SCHWEIZER, J. (2002): The Rutschblock Test – Procedure and Application in Switzerland. The Avalanche Review 20 (5), 14-15.

SCHWEIZER, J.; FÖHN, P. (1994): Two expert systems to forecast the avalanche hazard for a given region. In: Proceedings ISSW 1994. Snowbird, Utah, 295-309.

SCHWEIZER, J.; WIESINGER, T. (2001): Snow profile interpretation for stability evaluation. Cold Regions Science and Technology 33, 179-188.

SIMENHOIS, R.; BIRKELAND, K. W. (2008): Extended Column Test Results during Surface Warming: Does Surface Warming affect Fracture Propagation Potential? In: Proceedings ISSW 2008. Whistler.

SIMENHOIS, R.; BIRKELAND, K. W. (2011): GLIDE AVALANCHES: Forecasting & Mitigation Challenges. The Avalanche Review 29 (4), 12-13.

SINGH, P.; SPITZBART, G.; HÜBL, J. et al. (1997): Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study. Journal of Hydrology 202, 1-20.

SLF (EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG) (Hrsg.) (2004): 13. Januar 2004: Viele kleine Sulzströme im Berner Oberland. Online: http://www.slf.ch/lawineninfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Sulzstroeme/index_DE (01.10.2011).

SLF (EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG) (Hrsg.) (2011): Entstehung von Nassschneelawinen. Online: http://www.slf.ch/ueber/organisation/schnee_permafrost/projekte/nassschnee/index_DE (09.10.2011).

SLF (EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG) (Hrsg.) (2008): SLF-Beobachterhandbuch: Regionale Beobachter, Hangprofiler, Geländebeobachter. Davos: WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF.

SLF (EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG) (Hrsg.) (2006): White Risk – Interaktive Lern-CD zur Lawinenunfall-Prävention. Davos: WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF.

SLF (EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG) (Hrsg.) (2012a): Gleitschneelawinen. Online: http://www.slf.ch/lawineninfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Gleitschneelawinen/index_DE (17.11.2012).

SLF (EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG) (Hrsg.) (2012b): Schneegleiten und Gleitschneelawinen im schneereichen Winter 2011/12: Beispiele und technische Massnahmen. Online: http://www.slf.ch/lawineninfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Gleitschneelawinen/lawineninfo/wochenbericht/Schwerpunktthema/Gleitschnee_technische_Massnahmen/index_DE (17.11.2012).

SLF (EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINENFORSCHUNG) (Hrsg.) (2000): Der Lawinenwinter 1999. Ereignisanalyse. 1. Aufl., Davos: Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung.

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: http://www.sommer.at/fileadmin/template/PDF/mySommer/SPA/Paper_SPA_V001_DEU.pdf (27.10.2012).

SOVILLA, B.; KERN, M.; SCHAER, M. (2010a): Slow drag in wet-snow avalanche flow. Journal of Glaciology 56 (198), 587-592.

SOVILLA, B.; SCHAER, M.; RAMMER, L. (2008): Measurements and analysis of full-scale avalanche impact pressure at the Vallée de la Sionne test site. Cold Regions Science and Technology 51, 122-137.

SOVILLA, B.; SONATORE, I.; MARGRET, S. et al. (2010b): Wet-Snow Avalanche interacting with a deflecting Dam: Field Observations. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 730-737.

STAUDINGER, M. (2005): Gutachten bezüglich der Vorhersehbarkeit des Lawinenabgangs am 22.5.2004, Gemeindegebiet Kaprun. Lawinenkundliches Gutachten für das Bezirksgericht Zell am See.

STEIN, J.; LABERGE, G.; LÉVESQUE, D. (1997): Monitoring the dry density and the liquid water content of snow using time domain reflectometry (TDR). Cold Regions Science and Technology 25, 123-136.

STETHEM, C.; JAMIESON, B.; SCHAERER, P. et al. (2003): Snow Avalanche Hazard in Canada – a Review. Natural Hazards 28, 487-515.

STUDEREGGER, A.; RIEDER, H.; RIEGLER, A. et al. (2010): Case Study: “Schober Avalanche on February 28th, 2009, Styria, Austria”. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 795-799.

TAKEUCHI, Y.; YAMANOI, K.; ENDO, Y. et al. (2003): Velocities for the dry and wet snow avalanches at Makunosawa valley in Myoko, Japan. Cold Regions Science and Technology 37, 483-486.

TECHEL, F. (2010a): Antworten aus der Lawinenwarnung: Eignen sich herkömmliche Stabilitätstests auch im Nassschnee?. In: Newsletter Naturgefahren, 1/2010. Davos, 3.

TECHEL, F. (2010b): The influence of water on snow – micro-structural measurements and wet snow stability assessment. Masterarbeit, Universität Bern.

TECHEL, F.; PIELMEIER, C. (2009): Wet snow diurnal evolution and stability assessment. In: Proceedings ISSW 2009. Davos, 256-261.

TECHEL, F.; PIELMEIER, C. (2010): Snowpack Properties of unstable wet Snow Slopes: Observations from the Swiss Alps. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 187-193.

TECHEL, F.; PIELMEIER, C. (2011): Point observations of liquid water content in wet snow – investigating methodical, spatial and temporal aspects. The Cryosphere 5, 405-418.

TECHEL, F.; PIELMEIER, C.; SCHNEEBELI, M. (2011): Microstructural resistance of snow following first wetting. Cold Regions Science and Technology 65, 382-391.

TKW (TAUERNKRAFTWERKE AKTIENGESELLSCHAFT) (Hrsg.) (1973): Lawinenkataster für das Kaprunertal. Erweiterung der Ausgabe von 1971. Kaprun: Lawinenwarndienst des Kraftwerkes Kaprun Oberstufe, Tauernkraftwerke Aktiengesellschaft.

TOIKKA (INSINÖÖRITOIMISTO TOIKKA OY) (Hrsg.) (2009): Snow Fork - a portable instrument for measuring the properties of snow. Espoo, Finnland: Insinööritoimisto Toikka oy. Online: http://personal.inet.fi/business/toikka/ToikkaOy/snowfork.pdf (27.10.2012).

TRAUTMAN, S. (2008): Investigations into Wet Snow. The Avalanche Review 26 (4), 16-21.

TRAUTMAN, S.; LUTZ, E.; BIRKELAND, K. W. et al. (2006): Relating wet loose snow avalanching to surficial shear strength. In: Proceedings ISSW 2006. Telluride, Colorado, 71-78.

TSCHEGG, S. (2005): Physik – Eine Einführung in die Physik für Studenten der Kulturtechnik und Wasserwirtschaft an der Universität für Bodenkultur. Ausgabe Sept. 2005, Wien: Institut für Physik und Materialwissenschaften.

UNESCO (ed.) (1981): Avalanche Atlas: Illustrated International Avalanche Classification. Paris: UNESCO.

UPADHYAY, A.; KUMAR, A.; CHAUDHARY, A. (2010): Velocity measurements of wet snow avalanche on the Dhundi snow chute. Annals of Glaciology 54, 139-145.

USFS NATIONAL AVALANCHE CENTER (USDA FOREST SERVICE NATIONAL AVALANCHE CENTER) (2012): SnowMicroPen. Bozeman, Montana: USDA Forest Service National Avalanche Center. Online: http://www.fsavalanche.org/Default.aspx?ContentId=32&LinkId=44&ParentLinkId=37 (04.11.2012).

VALT, M.; CIANFARRA, P. (2010): Recent Variability of Avalanche Activity and Snowfall in the Italian Alps. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 758-761.

VAN HERWIJNEN, A.; SCHWEIZER, J. (2011): Monitoring avalanche activity using a seismic sensor. Cold Regions Science and Technology 69, 165-176.

VAN HERWIJNEN, A.; TURNER, J.; SCHWEIZER, J. (2010): Listening to Snow – Avalanche Detection using a Seismic Sensor Array. In: Proceedings ISSW 2010. Lake Tahoe, 373-379.

VERBUND (Österreichische Elektrizitätswirtschafts-Aktiengesellschaft – Verbund-gesellschaft) (Hrsg.) (1998): NAFT – New Avalanche Forecasting Technologies (Neue Lawinenprognosemodelle). Schriftenreihe der Forschung im Verbund, Band 40, Wien.

VHP (VERBUND HYDRO POWER AG) (Hrsg.) (2011): Aktualisierte Umwelterklärung 2011, Kraftwerksgruppe Kaprun-Salzach. Kaprun: VERBUND Hydro Power AG.

VILAJOSANA, I.; KHAZARADZE, G.; SURIÑACH, E. et al. (2007): Snow avalanche speed determination using seismic methods. Cold Regions Science and Technology 49, 2-10.

VOLK, G. (2004): ELBA+ - eine neue Generation von Simulationsmodellen. Journal für Wildbach-, Lawinen-, Erosions- und Steinschlagschutz Nr. 149.

VOLLSINGER, S. (1997): Neue Technologien der numerischen Lawinenprognose. Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur Wien.

WAKAHAMA, G. (1965): Metamorphism of Wet Snow (In Japanese with English summary). Low Temperature Science Ser. A. 23, 51-66.

WIESINGER, T. (1989): Schneetemperaturprofile in einer winterlichen Schneedecke. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 60, 9.

WIESINGER, T. (2004): Nassschneelawinenprognose und Nassschneelawinen-beobachtungen im Raum Davos im Winter 2003/04. Diskussionspapier, unveröffentlicht. Davos: Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung.

YAMAGUCHI, S.; KATSUSHIMA, T.; SATO, A. et al. (2010): Water retention curve of snow with different grain sizes. Cold Regions Science and Technology 64, 87-93.

YANKIELUN, N.; ROSENTHAL, W.; DAVIS, R. E. (2004): Alpine snow depth measurements from aerial FMCW radar. Cold Regions Science and Technology 40, 123-134.

ZEIDLER, A.; DOBESBERGER, P. (2012): Considering Climate Change in Natural Hazard Risk Management in Energy Systems. In: Extended Abstracts INTERPRAEVENT 2012. Grenoble, 426-427.

ZISCHG, A.; FUCHS, S.; KEILER, M. et al. (2005): Modelling the system behaviour of wet snow avalanches using an expert system approach for risk management on high alpine traffic roads. Natural Hazards and Earth System Sciences 5, 821-832.

ZWIMPFER, F. (2011): Failure of wet snow. Bachelor Thesis, ETH Zürich.

8 TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 1.1: Kornformklassen von Schneekristallen (teilweise modifiziert nach FIERZ et al. 2009, LAND TIROL 2000, TECHEL 2010b) 6

Tabelle 2.1: Feuchtigkeitsklassen von Schnee (FIERZ et al. 2009, LAND TIROL 2000 – teilweise modifiziert)....19

Tabelle 2.2: Zunahme der mittleren Korngröße (Korn-Wachstumsrate) während der Schmelzmetamorphose in Abhängigkeit des Wassergehalts 31

Tabelle 2.3: Größenordnung des Reibungswinkels ausgewählter Schneearten (nach McCLUNG und SCHAERER 2006)....51

Tabelle 2.4: Größenordnung der Fließgeschwindigkeiten unterschiedlicher Lawinenarten ...63

Tabelle 2.5: Typische Hangneigungen in der Startzone bei Auslösung verschiedener Lawinentypen (trocken und nass) (STETHEM et al. 2003, McCLUNG und SCHAERER 2006, McCAMMON 2009) 73

Tabelle 2.6: Übersicht gängiger Schutzmaßnahmen und deren Eignung als Schutz vor Trockenschneelawinen bzw. Nassschneelawinen (●●● gut geeignet, ●● teilweise geeignet, ● kaum geeignet)....128

Tabelle 3.1: Topografische Charakteristik der Lawinenbahnen im Kapruner Tal....136

Tabelle 3.2: Anzahl verfügbarer und verwendbarer Schneeprofile je Analysewinter 145

Tabelle 3.3: Gruppierung der Profiltypen hinsichtlich ihrer Stabilität (SCHWEIZER und WIESINGER 2001) 146

Tabelle 3.4: Übersicht über die Anzahl der beobachteten Lawinenereignisse je Analysewinter 149

Tabelle 3.5: Deklarierte und verifizierte (verwertbare) Nassschneelawinenereignisse je Analysewinter 153

Tabelle 3.6: Anzahl der NSL- und nonNSL-Tage im Analysedatensatz, je Analysewinter...154

Tabelle 3.7: Codierung der Kriteriumsvariable Y....159

Tabelle 3.8: Einflussreiche Parameter und ihre Berücksichtigung bei der Modellbildung 165

Tabelle 3.9: Kombinationen von Parametern und ihre Berücksichtigung bei der Modellbildung 168

Tabelle 3.10: Überblick über die einzelnen Modelltypen 172

Tabelle 4.1: Lawinencharakteristik und maximale Schneehöhe der Analysewinter....174

Tabelle 4.2: Lawinen bzw. Nassschneelawinen je Lawinenbahn 176

Tabelle 4.3: Regressoren, Regressionskoeffizienten und Trefferraten der entwickelten Prognosemodelle....186

Tabelle 4.4: Reihung der Modelle nach ihrer Gesamttrefferrate....188

Tabelle 4.5: Übersicht, welcher Parameter in welches Modell aufgenommen wurde; Parameter mit {*Modellbezeichnung*} kommen in diesem Modell in einer Parameterkombination vor 191

Tabelle 4.6: Iterative Ermittlung der Schneedecken-Faktoren für die jeweiligen Profiltypen 194

Tabelle 4.7: Übersicht der Ergebnisse verschiedener Autoren in Hinblick auf die entscheidenden Einflussfaktoren für die Auslösung von Nassschneelawinen; Bedeutung der Abkürzungen der Parameter gemäß Text 201

Tabelle 4.8: Trefferraten beim Projekt NAFT (VERBUND 1998) 203

9 ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1.1: Übersicht über Anbruchsgebiet, Lawinenbahn und Ablagerungsgebiet der Griesbachlawine vom 22. Mai 2004 (Bild: VERBUND-Austrian Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach).....3

Abbildung 1.2: Ablagerung der Griesbachlawine vom 22. Mai 2004, im Bild der verschüttete Vorbereich der Talstation des Lärchwand-Schrägaufzuges und der erfasste Linienbus (Bild: VERBUND-Austrian Hydro Power AG, Werksgruppe Kaprun-Salzach)..... 3

Abbildung 1.3: links: Beispiel einer Nassschneelawine (Bild: LWD TIROL) rechts: Nassschneelawine mit gewundener Sturzbahn und fingerförmiger Ablagerung (Längenbodenlawine, Gem. Langwies, Graubünden, Schweiz) (Bild: Thomas Wiesinger) 9

Abbildung 1.4: Sulzstrom mit großem Zerstörungspotential in sehr flachem Gelände an der Snøheim-Straße in Nord-Norwegen (Bild: RECCO) 10

Abbildung 1.5: Beispiele nasser Lockerschneelawinen (Bilder: SLF).....11

Abbildung 1.6: Nasse Schneebrettlawinen in stark verspurten Hängen (Jakobshorn bei Davos, Graubünden, Schweiz) (Bild: Thomas Wiesinger) 12

Abbildung 1.7: Beispiel einer Oberlawine (Bild: LWD Tirol) 12

Abbildung 1.8: Beispiele von Bodenlawinen: links: Gr. Schmiedinger bei Niedernsill, Salzburg, Österreich (Bild: Johann Dörfler); rechts: Dent Favre bei Ovronnaz, Wallis, Schweiz (Bild: G. Sanga).....13

Abbildung 1.9: Beispiel einer Grundlawine (Bild: www.thehighrisepages.de).....13

Abbildung 1.10: links: Gleitschneelawine, angebrochen auf plattigem Fels (Bild: LWD Tirol); rechts: Reste eines großen Gleitschneemauls und abgegangene Gleitschneelawine auf steilem Wiesenhang (Bild: SLF).....14

Abbildung 2.1: Zustände der Wassersättigung von Schnee.....21

Abbildung 2.2: Schematische Darstellung von pendular regime (links) und funicular regime (rechts) (Bilder: ARMSTRONG und IVES 1976) 22

Abbildung 2.3: Die fünf Feuchtigkeits-Profilklassen: die Abszisse gibt den prozentuellen Anteil nassen Schnees in der jeweiligen Schneehöhe wider (horizontale Verteilung des Wassergehalts), die Ordinate gibt Aufschluss über die vertikale Verteilung des Wassergehalts in der Schneedecke (Grafik: TECHEL und PIELMEIER 2011) 22

Abbildung 2.4: Formen von Kornaggregaten, entstanden durch Schmelzmetamorphose. Bild links: Schmelzform (Polykristall), entstanden durch selektives Wachstum der Einzelkörner und Zusammenschluss zu Kornaggregaten unter weitgehendem Ausbleiben von Gefrier-Prozessen (stabiler Schmelzform-Ausgangszustand); Bild Mitte: Amorpher Polykristall nach mehreren Schmelz-Frier-Zyklen; Bild rechts: Mischform (Bilder: COLBECK 1995).....28

Abbildung 2.5: Kornformveränderung, Korngrößenzunahme und Bildung von Kornaggregaten während der Schmelzmetamorphose. Die Schmelzmetamorphose kann ihren Ausgang bei allen Kornformen nehmen; Bild links oben: kantige Formen (KF), Bild links unten: runde Formen (RF), Bild rechts: Schmelzformen (SF) (Bilder: Fierz, SLF). 28

Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der Bildung von Eisbindungen am Kornkontaktpunkt rundkörniger Schneekristalle (Bild: eigene Darstellung).....34

Abbildung 2.7: Schematische Darstellung der Entstehung von Nassschnee (Anm.: der Eindringwiderstand entspricht der Hand- bzw. Rammhärte) 36

Abbildung 2.8: im Zuge einer Schneeprofilaufnahme freigelegte wiedergefrorene präferentielle Abflusskanäle, zur Verdeutlichung mit Handschuhen hinterlegt (Bild: Thomas Stucki).....38

Abbildung 2.9: Vertikale und horizontale Wasserinfiltration in die Schneedecke (Grafik: TECHEL 2010b).....40

Abbildung 2.10: Wasserinfiltration in eine Schneedecke, bestehend aus Neuschnee und rundkörnigem Schnee; präferentielle Abflusskanäle und horizontaler Wasserfluss sind deutlich erkennbar (Bilder: TECHEL 2010b bzw. TECHEL et al. 2011) 41

Abbildung 2.11: Wasserinfiltration in eine Schneedecke, bestehend aus kantigkörnigem Schnee; es ist vorwiegend matrixartige Wasserinfiltration erkennbar (Bilder: TECHEL 2010b).....41

Abbildung 2.12: Saugspannungs-Wassergehalts-Kurve von Schnee mit einer Dichte von 550 kg/m³ und unterschiedlicher Korngröße (G1: kleinste Korngröße, G5: größte Korngröße); es zeigt sich, dass bei gleicher Dichte die Saugspannung bei kleinen Korngrößen (und somit auch kleinen Porengrößen) größer ist als bei großen Korngrößen (und somit großen Porengrößen) (Grafik: YAMAGUCHI et al. 2010).....44

Abbildung 2.13: Wasserinfiltration in die Schneedecke; links: präferentielle Abflusskanäle und schichtparalleler Wasserfluss in feinkörnigen Schneeschichten; rechts: matrixartige Wasserinfiltration in vollständig umgewandeltem Altschnee (Bilder: BROWN 2008).....46

Abbildung 2.14: Lysimeter zur Bestimmung des Ausflusses flüssigen Wassers aus der Schneedecke (Bilder: CONWAY et al. 2009).....47

Abbildung 2.15: Grafische Darstellung der wirkenden Kräfte auf ein abgegrenztes Schneevolumen: a) Änderung der Kräfteverhältnisse bei unterschiedlicher Hangneigung; b) Änderung der Kräfteverhältnisse bei unterschiedlicher Masse des Schneevolumens; c) Änderung der Kräfteverhältnisse bei Aufbringung einer Zusatzbelastung.....50

Abbildung 2.16: Tagesgang der Scherfestigkeit von Schneeoberflächen (Schmelz-Frier-Zyklus); die rote Linie markiert die kritische Scherfestigkeit von 250 Pa (Grafik: TRAUTMAN et al. 2006).....52

Abbildung 2.17: Gleitschneemäuler (Bilder: LWD Tirol, SLF) 56

Abbildung 2.18: Abgang einer Nassschneelawine; Königstuhllawine, Kapruner Tal, 13. Mai 2008 (Bilder: VERBUND Hydro Power AG) 57

Abbildung 2.19: Vertikales Fließgeschwindigkeitsprofil einer nassen (links) und einer trockenen (rechts) Versuchslawine; die farblich unterschiedlichen Linien markieren aufeinanderfolgende Messpunkte entlang der Lawinenbahn (Quelle: SCHAEFER et al. 2010); Anm.: die Versuche wurden in einer künstlichen Rutsche bei gleicher Neigung und unterschiedlichen Schneevolumina durchgeführt, wodurch die absoluten Geschwindigkeiten der Trockenschneelawine mit jenen der Nassschneelawine nicht direkt vergleichbar sind.....65

Abbildung 2.20: Lineare Zunahme des Anpralldrucks (<p>) dreier Nassschneelawinen mit der Fließtiefe (h); jeder Wert wird als mittlerer Anpralldruck (Punkt) mit zugehöriger Standardabweichung (Antennen) dargestellt (Grafik: SOVILLA et al. 2010a).....67

Abbildung 2.21: Sturzbahn und Ablagerungsgebiet (großes Bild) sowie Detailaufnahme des Ablagerungsgebietes (kleines Bild) einer Nassschneelawine (Längenbodenlawine, Gem. Langwies, Graubünden, Schweiz); deutlich erkennbar sind die fingerförmige Ablagerung, die glatte Gleitfläche und die Randwälle (Bilder: Thomas Wiesinger) 69

Abbildung 2.22: Charakteristische knollenförmige Ablagerungen von Nassschneelawinen (Bild links: SLF; Bild rechts: BARTELT und McARDELL 2009).....70

Abbildung 2.23: Korngrößenverteilung der Deckschicht (Schneeoberfläche) einer Trockenschneelawine (sample S2) und einer Nassschneelawine (sample S8); es zeigt sich, dass die mittlere Partikelgröße der Nassschneelawine deutlich größer ist als jene der Trockenschneelawine (Grafik: BARTELT und McARDELL 2009) 70

Abbildung 2.24: Generalisiertes Schema für den Beginn eines Nassschneelawinenzyklus ..72

Abbildung 2.25: Das Messgerät CS616-L zur Bestimmung des Wassergehaltes in porösen Medien mittels Time Domain Reflectometry (TDR) (Bild: CAMPBELL SCIENTIFIC 2012) 100

Abbildung 2.26: links: Denoth Meter, rechts: Snow Fork (Bild: TECHEL und PIELMEIER 2011).....102

Abbildung 2.27: Snow Pack Analyser (SPA): A: diagonaler Flachbandsensor, B: horizontaler Flachbandsensor, C: Bodenanker, D: Mast, E: Mess- und Steuerungseinheit, F: Ultraschall-Schneehöhenmessung (Bilder: SOMMER und FIEL 2010).....103

Abbildung 2.28: Beispiel für ein versuchsweise installiertes upGPR (Bild: HEILIG et al. 2010a).....104

Abbildung 2.29: Beispiel für Fernerkundungsmethoden vom Boden aus: Terrestrial Laser Scanning (TLS) (Bild: PROKOP 2008) 105

Abbildung 2.30: einer der ersten entwickelten SnowMicroPen aus dem Jahr 2000 (Bild: USFS NATIONAL AVALANCHE CENTER 2012).....107

Abbildung 2.31: Beispiel für den Modelloutput von SNOWPACK zum volumetrischen Wassergehalt (Grafik: BARTELT und LEHNING 2002) 111

Abbildung 3.1: Lageplan der Kraftwerksgruppe Kaprun (Bild: VHP 2011) 130

Abbildung 3.2: Überblick über das Kapruner Tal, Blickrichtung Norden (eigene Aufnahme, Mai 2011) 131

Abbildung 3.3: links: Lage der meteorologischen Station Mooserboden im hinteren Kapruner Tal, Hintergrundquelle: BEV (1999); rechts: Abbildung der meteorologischen Station Mooserboden, eigene Aufnahme (2011).....138

Abbildung 3.4: links: Lage der Schneemessstelle Mooserboden im hinteren Kapruner Tal, Hintergrundquelle: BEV (1999); rechts: Abbildung der Schneemessstelle Mooserboden, eigene Aufnahme (2011); A: Ultraschall-Schneehöhensensor, B: Schneetemperatur-Messung in fünf verschiedenen Höhen 142

Abbildung 3.5: Zwei Beispieltage mit fehlerhafter Schneetemperatur-Messung der automatischen Messstation am Mooserboden; dargestellt sind die Tagesganglinien der Schneetemperaturen in unterschiedlicher Höhe über dem Boden sowie die Tagesganglinie der Lufttemperatur 144

Abbildung 3.6: Klassifizierung von Rammprofilen (Profiltyp); Quelle: SCHWEIZER und WIESINGER (2001) 146

Abbildung 3.7: Klassifizierungsschema für die Schneedeckenstabilität (Stabilitätsklasse); Quelle: SCHWEIZER und WIESINGER (2001) 147

Abbildung 4.1: Anteil von Nassschneelawinen bzw. Trockenschneelawinen an der Gesamtanzahl aller Lawinen je Winter (inklusive Trendgerade) 178

Abbildung 4.2: links: Mittelwert der Lufttemperatur der letzten 12 Stunden, Tam12 [℃]; rechts: Mittelwert der Lufttemperatur der letzten 24 Stunden, Tam24 [℃].179

Abbildung 4.3: Mittelwert der Lufttemperatur der letzten 72 Stunden, Tam72 [℃].....179

Abbildung 4.4: links: Maximum der Lufttemperatur der letzten 12 Stunden, Tamax12 [℃]; rechts: Minimum der Lufttemperatur der letzten 24 Stunden, Tamin24 [℃] 180

Abbildung 4.5: links: Trend der Tagesmittelwerte der Lufttemp. (Tag minus Vortag), Tatrendm0048; rechts: Trend der Tagesmaxima der Lufttemp. (Tag minus Vortag), Tatrendmax0036; jeweils in [℃] 181

Abbildung 4.6: links: Summe der Globalstrahlung der letzten 12 Stunden, Globstrsum12 [W/m²]; rechts: Summe der Globalstrahlung der letzten 72 Stunden, Globstrsum72 [W/m²] 182

Abbildung 4.7: links: Niederschlagssumme der letzten 24 Stunden, Nsum24 [mm]; rechts: maximale Niederschlagsintensität der letzten 24 Stunden, Nmax24 [mm/h];es wurden jeweils nur Tage mit Regen > 1,0 mm berücksichtigt (insgesamt 158 Tage).....183

Abbildung 4.8: Anteil der NSL-Tage bzw. der nonNSL-Tage an allen Regentagen (100 %) 184

Abbildung 4.9: Häufigkeitsverteilung der Stabilitätsklassen an NSL-Tagen (n = 233) 192

Abbildung 4.10: Häufigkeitsverteilung der Profiltypen an NSL-Tagen (n = 233); Profiltypen gemäß Kap. 3.2.3.3, Abbildung 3.6.....193

10 ANHANG

Anhang 1: Exemplarischer Auszug der Verifizierung von Nassschneelawinenereignissen

Anhang 2: Anzahl Nassschneelawinen je Lawinenbahn und Winter von 1943/44 bis 2010/11

Anhang 3: Analyse der Winter 2005/06, 2007/08 und 2010/11 nach der Gradtagzahl-methode

Anhang 4: Entwicklung der Prognosemodelle mittels logistischer Regression: Zusammenstellung der Modellergebnisse

Anhang 5: Auszug der Ausgabeprotokolle von SPSS, exemplarisch für das Modell A0-B

Anhang 6: Lebenslauf des Autors

ANHANG 1:

Exemplarischer Auszug der Verifizierung von Nassschneelawinenereignissen:

										verifiziert
WINTER	JAHR	DATUM	GR	Lawinenname	Lawinen_Art	volum	Wetter	Korr. W	Anmerkungen	NSL
97/98	1998	11.01.1998	11	Ebmattenlawine	Schneebrettlawine trocken	mittel				
97/98	1998	25.01.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine trocken	klein				
97/98	1998	10.02.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine trocken	klein				
97/98	1998	15.02.1998	11	Ebmattenlawine	Schneebrettlawine naß	mittel		heiter	Ta max = 5,5, gr. Str.	NSL möglich; keine Schneehöhe & Schneetemp.! 1
97/98	1998	17.02.1998	39	Breitriesenlawine	Schneebrettlawine naß	mittel				keine Wetterdaten vorhanden! 0
97/98	1998	04.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	klein		Föhn	Ts max = -1,5, Ta max = 11	keine räuml. Zuord.; NSL wahrscheinl. (Ausl.: hohe Temp., gr. Str., keine nächtl. Auskühlung) 0,5
97/98	1998	08.03.1998	39	Breitriesenlawine	Schneebrettlawine naß	mittel		Schneef	Ts max = -1, Ta max = -2	NSL fragl. (20cm Neuschn., Schn.gr. Max. 1700m (anfangs höher)-> Gem.Law. Od. feuchter Neuschnee?) 0
97/98	1998	10.03.1998	11	Ebmattenlawine	Schneebrettlawine trocken	mittel				
97/98	1998	13.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine trocken	klein				
97/98	1998	16.03.1998	19	Hintere Bärrinnenlaw.	Staublawine	gross				
97/98	1998	16.03.1998	25	Vordere-Bärrinne-Law.	Staublawine	mächtig				
97/98	1998	17.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	mittel		Schneef	Ts max = -1, Ta max = 0	keine räuml. Zuord.; NSL unwahrsch. (40cm Nschn., Schn.gr. Max. 1800m-> Gem. Law.) 0
97/98	1998	17.03.1998	37	Jägerrinne	Lockerschneelawine naß	klein		Schneef	Ts max = -1, Ta max = 0	NSL fragl. (40cm Nschn., Schn.gr. Max. 1800m, Anbr. 2000m-> Gem. Law.) 0
97/98	1998	18.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	klein		heiter	Ts max = -1, Ta max = 3, gr. Str.	keine räuml. Zuord.; NSL mögl. (in S-Exp. Wird Neuschn. feucht) 0,5
97/98	1998	21.03.1998	15	Kitzsteinhornlawine	Schneebrettlawine trocken	gross				
97/98	1998	23.03.1998	11	Ebmattenlawine	Schneebrettlawine trocken	gross				
97/98	1998	24.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine naß	klein		heiter	Ts max = -1, Ta max = -4, gr. Str.	keine räuml. Zuord.; NSL in günstigen Pos. (S,felsig) mögl. Aber eher unwahrsch. 0
97/98	1998	26.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine naß	klein		wolkenl	Ts max = -1, Ta max = 4, gr. Str.	keine räuml. Zuord.; NSL in günstigen Pos. (S,felsig) wahrsch. 0,5
97/98	1998	28.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	mittel		wolkenl	Ts max = -1, Ta max = 9,5, gr. Str.	keine räuml. Zuord.; NSL in vielen Pos. wahrsch. 0,5
97/98	1998	29.03.1998	02	Klockerinlawine	Lockerschneelawine naß	klein		wolkenl	Ts max = -1, Ta max = 12,5, gr. Str.	NSL möglich (aber Anbr. 3000m + N -> auch Gem. Law. Mögl.) 0
97/98	1998	30.03.1998	27	Königstuhllawine	Schneebrettlawine naß	mittel		wolkenl	Schn.decke ob. Isoth., Ta max = 1	NSL 1
97/98	1998	30.03.1998	43	Drei Wallnerhöhe	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	klein		wolkenl	Schn.decke ob. Isoth., Ta max = 1	NSL 1
97/98	1998	31.03.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	mittel		wolkenl	Schn.decke ob. Isoth., Ta max = 1	keine räuml. Zuord.; NSL wahrsch. 0,5
97/98	1998	03.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine trocken	klein				
97/98	1998	07.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine naß	klein		bedeck	15cm Neuschn., Ta max = 4	keine räuml. Zuord.; NSL bei tiefem Anbr.geb. mögl., bei hohem eher Gem. Law. 0
97/98	1998	08.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine naß	klein		heiter	Ta max = 7, gr. Str.	keine räuml. Zuord.; NSL wahrsch. (Neuschn. Wird feucht) 0,5
97/98	1998	14.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine naß	klein		heiter	Ta max = 0,5, gr. Str.	keine räuml. Zuord.; 40cm Neuschn., NSL in günstigen Pos. (S,felsig) wahrsch. 0,5
97/98	1998	19.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschneelawine trocken	klein				
97/98	1998	20.04.1998	100	Alle Lawinen	Schneebrettlawine naß	klein		heiter+F	Ta max = 6, gr. Str.	keine räuml. Zuord.; 20cm Neuschn., NSL in vielen Pos. wahrsch. 0,5
97/98	1998	21.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	klein				keine Wetterdaten vorhanden! 0
97/98	1998	22.04.1998	100	Alle Lawinen	Schneebrettlawine naß	klein		heiter	isotherm, Ta max = 10	fehlende Wetterdaten; keine räuml. Zuordn.; NSL wahrscheinlich 0
97/98	1998	23.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	klein		wolkenlo	isotherm, Ta max = 10	fehlende Wetterdaten; keine räuml. Zuordn.; NSL wahrscheinlich 0
97/98	1998	24.04.1998	15	Kitzsteinhornlawine	Schneebrettlawine naß	mittel		Reg./Sch	erst Reg., dann Schnee	NSL fragl. (oben 10cm Neuschn.+W-Wind, Schn.gr. Von 2300 auf 1900m, Anbr. Hoch -> Gem. Law.) 0
97/98	1998	25.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	mittel		wolkenlo	Ta max = 9	keine räuml. Zuordn.; NSL wahrscheinlich 0,5
97/98	1998	26.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	mittel		wolkenlo	isotherm, Ta max = 14	keine räuml. Zuordn.; NSL 0,5
97/98	1998	27.04.1998	100	Alle Lawinen	Lockerschnee- und Schneebrettlawinen naß	klein		wechselh	isotherm	keine räuml. Zuordn.; NSL 0,5
97/98	1998	29.04.1998	28	Griesbachlawine	Schneebrettlawine naß	gross		bedeckt	Altschn. Isoth., Ta max = 5	NSL fragl. (20cm Neuschn., Schn.gr. 1700m, Anbr. Höher -> Gem.Law.) 0

	Trockenschneelawine	in Analysedatensatz nicht aufgenommen
0	deklariert als NSL, unwahrscheinlich	in Analysedatensatz nicht aufgenommen
0	deklariert als NSL, fraglich	in Analysedatensatz nicht aufgenommen
0	"Alle Lawinen", deklariert als NSL, unwahrscheinlich bzw. fraglich	in Analysedatensatz nicht aufgenommen
0,5	"Alle Lawinen", deklariert als NSL, wahrscheinlich	in Analysedatensatz aufgenommen
1	deklariert als NSL, wahrscheinlich	in Analysedatensatz aufgenommen

ANHANG 2:

Anzahl Nassschneelawinen je Lawinenbahn und Winter von 1943/44 bis 2010/11:

Winter	Klockerinlawine	Kaindlkeeslawine	Drossenlawine	Wielingerlawine	Karlbachlawine	Hausebenlawine	Mitterbachlawine	Baumgärtenlawine	Limberggrabenlawine	Ostliftlawine	Osthanglawine	Kempsenlawine	Geierkögerllawine	Griesbachlawine	Grasbichlgrabenlawine	Überfuhrlawine	Wintergassenaltwine	Rauchlochgrabenlawine	Krapfgrabenlawine	Grubachkarlawine	Lawine auf Kehre 7	Lawine auf Kehre 6	Höhenburglawinen West	Höhenburglawine Ost	Grubachlawine	Ebmattenlawine	Beilwandlawine	Kitzsteinhornlawine	Hochschoberlawine	Hintere Bärrinne Lawine	Mittlere Bärrinne Lawine	Seichenlawine	Vordere Bärrinne Lawine	Königstuhllawine	Lärchwandlawine	Schwarze Wandlawine	Schrahnbachlawine	Zeferetbachlawine	Jägerrinnelawine	Breitriesenlawine	Graben vor Stollenportal GBK2	Stangenhöhenlaw./Law. bei Gru	Drei Wallner Höhe Lawine	Alle Lawinen	SUMME
Nr.	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	1	3	5	7	7a	9	11	13	15	17	19	21	23	25	27	29	31	33	35	37	39	39a	41	43	100	
43/44	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
44/45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
45/46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
46/47	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
47/48	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
48/49	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
49/50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
50/51	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
51/52	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
52/53	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
53/54	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
54/55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
55/56	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
56/57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	9
57/58	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
58/59	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
59/60	2	4	0	0	0	0	2	0	3	0	0	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	1	3	2	0	1	1	4	1	1	0	3	6	0	0	0	0	43
60/61	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	4	3	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	5	2	0	0	0	0	26
61/62	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	8
62/63	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	0	4	0	0	0	0	17
63/64	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
64/65	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	9
65/66	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	6
66/67	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	4
67/68	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	4
68/69	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
69/70	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	12
70/71	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	4	0	0	1	0	0	1	0	0	0	2	0	0	0	0	20
71/72	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
72/73	1	1	1	0	1	0	0	0	0	1	2	0	0	0	1	1	4	1	2	1	0	1	0	0	0	1	0	0	1	1	5	1	1	1	2	1	2	0	0	0	0	0	0	0	34
73/74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	1	1	2	0	1	0	1	0	0	0	1	0	16
74/75	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	2	6	5	1	1	0	0	0	0	0	0	2	0	3	0	0	0	3	3	4	5	1	1	0	8	4	0	0	4	0	56
75/76	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
76/77	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
77/78	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	4
78/79	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	2	1	0	0	0	1	4	1	4	4	2	0	0	2	2	1	0	1	1	1	2	0	0	0	0	35
79/80	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	4	1	2	0	0	0	1	0	0	0	2	0	0	1	0	19
80/81	0	0	0	0	0	0	1	2	2	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	1	2	1	1	2	2	0	0	0	2	0	0	2	0	25

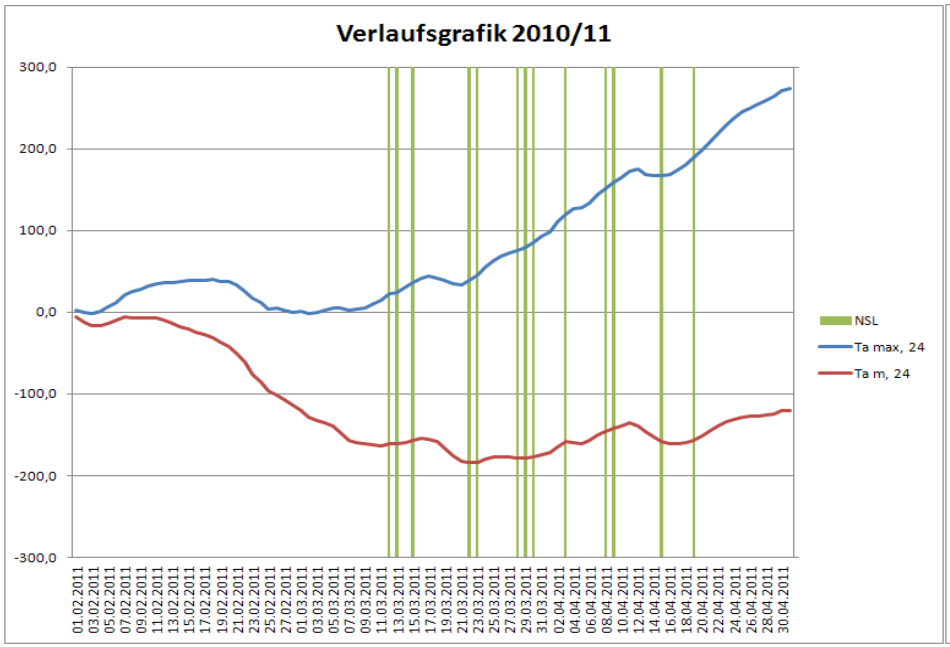
Anzahl Nassschneelawinen je Lawinenbahn und Winter von 1943/44 bis 2010/11 (Forts.):

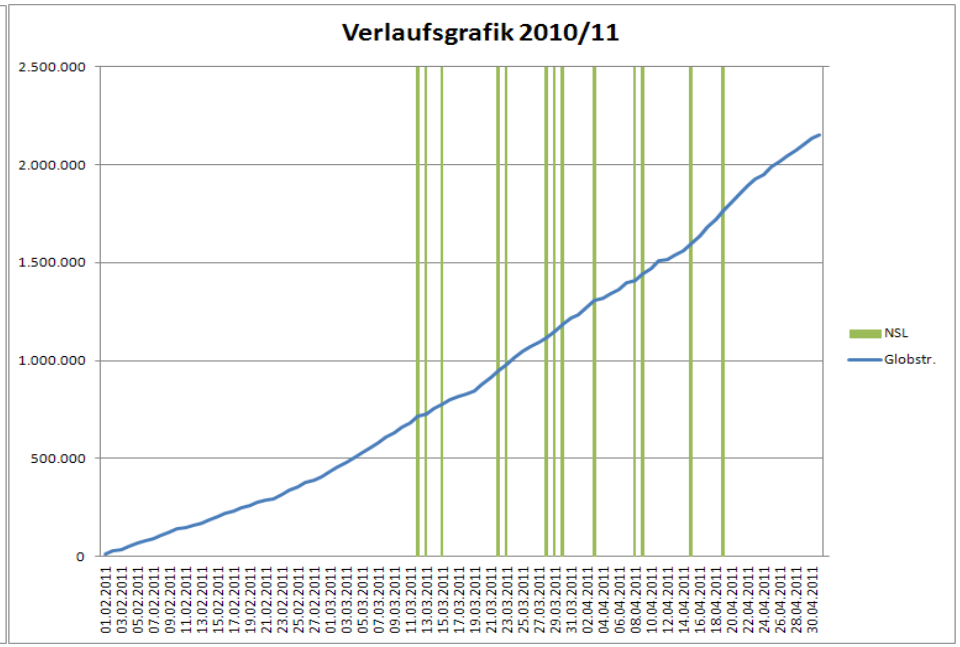
Winter	Klockerinlawine	Kaindlkeeslawine	Drossenlawine	Wielingerlawine	Karlbachlawine	Hausebenlawine	Mitterbachlawine	Baumgärtenlawine	Limberggrabenlawine	Ostiftlawine	Osthanglawine	Kempsenlawine	Geierkögerllawine	Griesbachlawine	Grasbichlgrabenlawine	Überfuhrlawine	Wintergassenalwine	Rauchlochgrabenlawine	Krapfgrabenlawine	Grubachkarlawine	Lawine auf Kehre 7	Lawine auf Kehre 6	Höhenburglawinen West	Höhenburglawine Ost	Grubachlawine	Ebmattenlawine	Beilwandlawine	Kitzsteinhornlawine	Hochschoberlawine	Hintere Bärrinne Lawine	Mittlere Bärrinne Lawine	Seichenlawine	Vordere Bärrinne Lawine	Königstuhllawine	Lärchwandlawine	Schwarze Wandlawine	Schrahnbachlawine	Zeferetbachlawine	Jägerrinnelawine	Breitriesenlawine	Graben vor Stollenportal GBK2	Stangenhöhenlaw./Law. bei Gru	Drei Wallner Höhe Lawine	Alle Lawinen	SUMME
Nr.	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	1	3	5	7	7a	9	11	13	15	17	19	21	23	25	27	29	31	33	35	37	39	39a	41	43	100	
81/82	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	0	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	2	6	0	0	3	0	22
82/83	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	2	2	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	9
83/84	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
84/85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	3
85/86	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	2	1	2	0	0	0	0	0	0	1	0	11
86/87	0	0	0	0	2	0	0	0	0	1	2	0	0	0	1	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	1	2	2	4	0	1	1	0	2	0	0	0	0	26
87/88	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	2	0	0	0	1	0	7
88/89	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	9
89/90	0	0	0	0	1	1	1	0	1	1	2	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	3	4	0	0	0	0	22
90/91	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	4	0	1	5	6	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3	3	3	1	2	4	3	2	0	0	0	3	4	0	0	0	0	47
91/92	1	0	2	0	1	0	2	0	1	1	0	1	1	0	5	8	6	2	1	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	4	1	2	5	4	5	3	4	0	5	20	0	0	6	0	97
92/93	0	0	1	0	2	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0	2	0	0	0	2	0	0	0	0	0	3	4	7	3	4	1	4	8	1	2	2	2	0	0	6	0	1	2	0	61
93/94	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	2	3	0	2	5	1	3	4	6	0	0	0	1	6	0	0	2	0	40
94/95	0	1	1	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	2	1	1	0	0	0	0	0	2	0	0	7	0	6	0	6	4	3	8	5	3	0	3	0	0	2	0	1	2	0	62
95/96	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
96/97 (NSL verifiziert)	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	13	**18**
97/98 (NSL verifiziert)	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**12**	**15**
98/99 (NSL verifiziert)	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**2**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**2**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**2**	**1**	**2**	**0**	**3**	**1**	**2**	**1**	**0**	**1**	**1**	**4**	**5**	**0**	**1**	**2**	5	39
99/00 (NSL verifiziert)	**0**	**0**	**1**	**1**	**1**	**0**	**0**	**0**	3	**1**	**2**	**0**	**0**	**0**	**1**	**2**	**2**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**2**	**1**	**2**	3	**4**	3	9	**4**	**2**	**4**	**1**	**1**	**0**	**2**	**4**	**0**	**0**	**4**	9	70
00/01	0	0	0	1	1	1	2	0	1	1	1	1	0	1	0	2	3	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	2	5	1	1	2	1	0	0	3	4	0	0	2	11	55
01/02 (NSL verifiziert)	**0**	**0**	**0**	3	**2**	**2**	3	**1**	**2**	3	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**2**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	3	3	3	**1**	**4**	**2**	**11**	**10**	**2**	6	**0**	**1**	**0**	**2**	**4**	**0**	**0**	**5**	**7**	**84**
02/03	0	0	0	4	3	1	1	0	2	0	0	1	0	2	1	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	9	3	4	0	4	2	8	5	2	4	1	1	0	1	2	0	0	1	7	73
03/04 (NSL verifiziert)	**0**	**0**	**1**	**1**	**0**	**1**	**4**	**1**	**0**	**1**	**0**	**1**	**0**	3	**1**	**2**	**2**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**1**	6	**2**	**2**	3	7	6	**2**	5	3	**1**	**0**	3	**2**	**0**	**0**	5	9	77
04/05	0	0	0	4	5	0	2	0	1	0	0	0	1	2	2	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	8	3	4	4	2	2	4	4	5	5	0	0	0	1	1	0	0	4	5	73
05/06 (NSL verifiziert)	**0**	**1**	**1**	**1**	**1**	**2**	**1**	**2**	**2**	3	**0**	**1**	**0**	3	3	**1**	**1**	**1**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	3	3	**1**	**0**	**4**	**5**	**5**	**6**	3	**2**	**1**	**1**	**0**	**2**	**2**	**0**	**0**	**4**	9	76
06/07	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	1	0	0	0	0	2	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	8	27
07/08 (NSL verifiziert)	**1**	**0**	**2**	**1**	**5**	**2**	**4**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**2**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**2**	**4**	**5**	**0**	3	**0**	**5**	**1**	**2**	3	**1**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	13	59
08/09	0	1	0	2	2	1	2	2	0	1	0	2	0	2	1	2	2	2	2	0	0	0	0	0	0	6	1	3	2	2	3	3	1	2	1	1	1	1	2	3	0	0	1	7	64
09/10	0	2	0	1	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	0	5	4	2	6	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	9	41
10/11 (NSL verifiziert)	**0**	**0**	**0**	**4**	3	**0**	**2**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	3	3	**5**	**2**	**1**	**2**	**1**	3	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**1**	3	**34**
SUMME 43/44-10/11	6	15	13	24	35	15	36	12	26	18	25	10	9	15	30	50	60	24	11	6	5	1	4	0	1	77	34	96	38	77	54	90	105	65	77	28	26	6	59	113	0	3	59	127	1585
SUMME 94/95-10/11	1	6	7	24	25	10	24	7	14	13	5	7	1	15	12	17	19	9	4	1	1	0	2	0	0	53	25	47	15	40	32	66	58	34	40	9	10	2	21	29	0	2	33	127	867
SUMME Analysewinter	1	1	5	12	12	7	15	4	9	10	3	2	0	8	6	7	9	3	0	1	1	0	0	0	0	17	15	25	9	20	15	41	31	15	21	6	5	1	14	17	0	1	23	80	472

Anm.: In den Anfangsjahren wurden bei weitem nicht alle Lawinenereignisse aufgenommen, eine Vollständigkeit der Aufzeichnungen wurde erst schrittweise erreicht. Beispielsweise wurden in den ersten zwölf Wintern von 1943/44 bis 1954/55 insgesamt lediglich 11 Lawinenereignisse (davon eine NSL) verzeichnet.

ANHANG 3:

Analyse der Winter 2005/06, 2007/08 und 2010/11 nach der Gradtagzahlmethode:



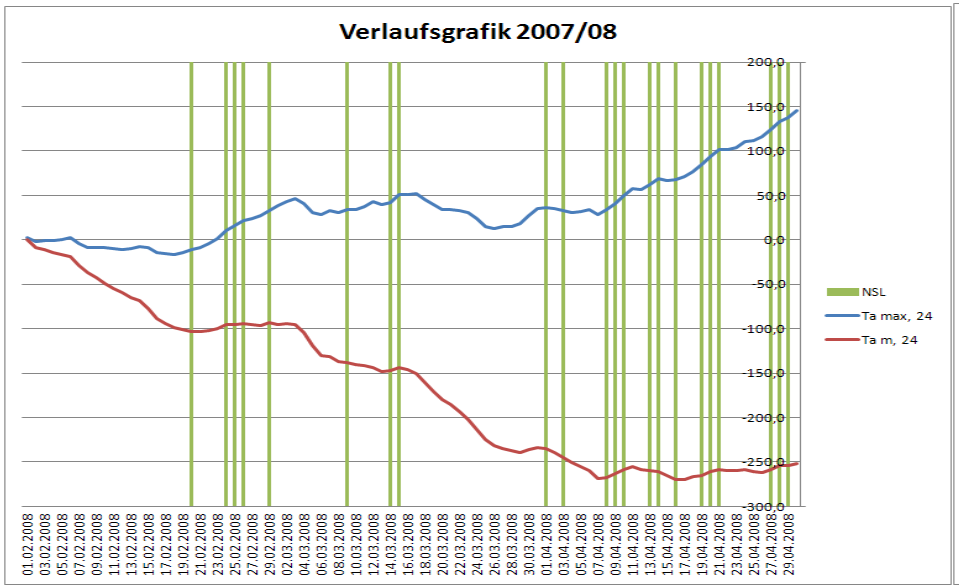


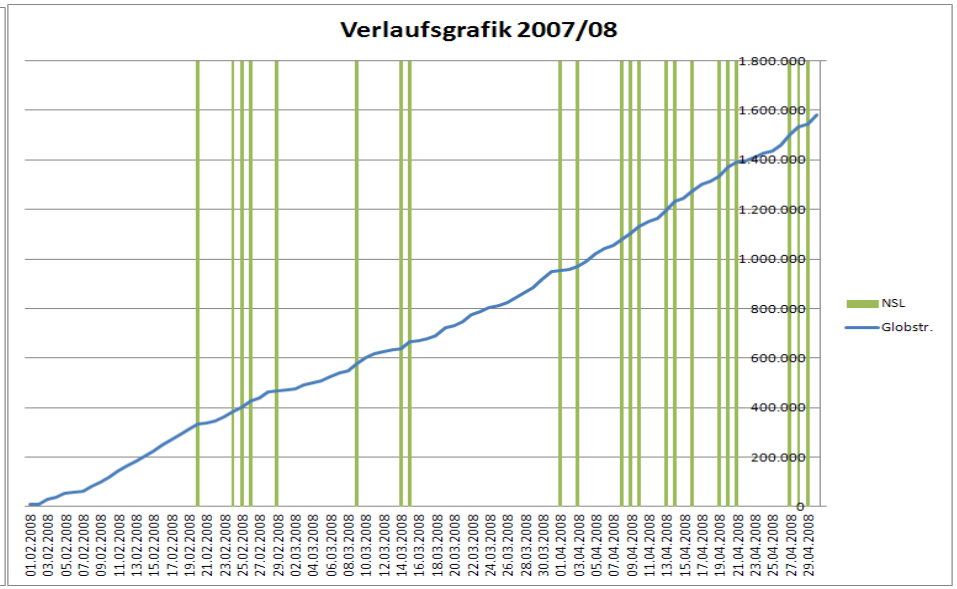
NSL: Nassschneelawinen

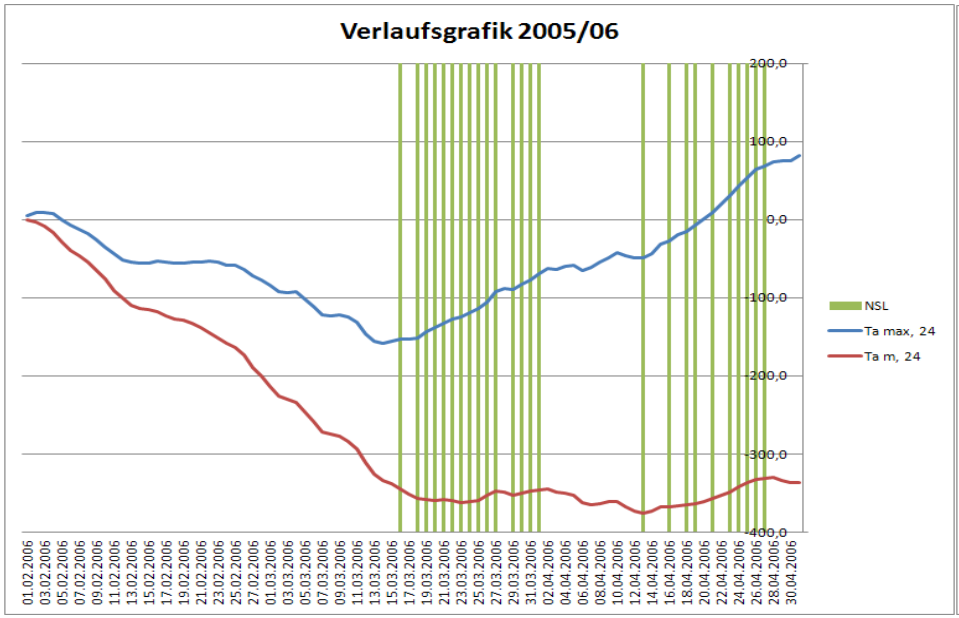
Tamax,24: kumulierte Tagesmaxima der Lufttemperatur [℃]

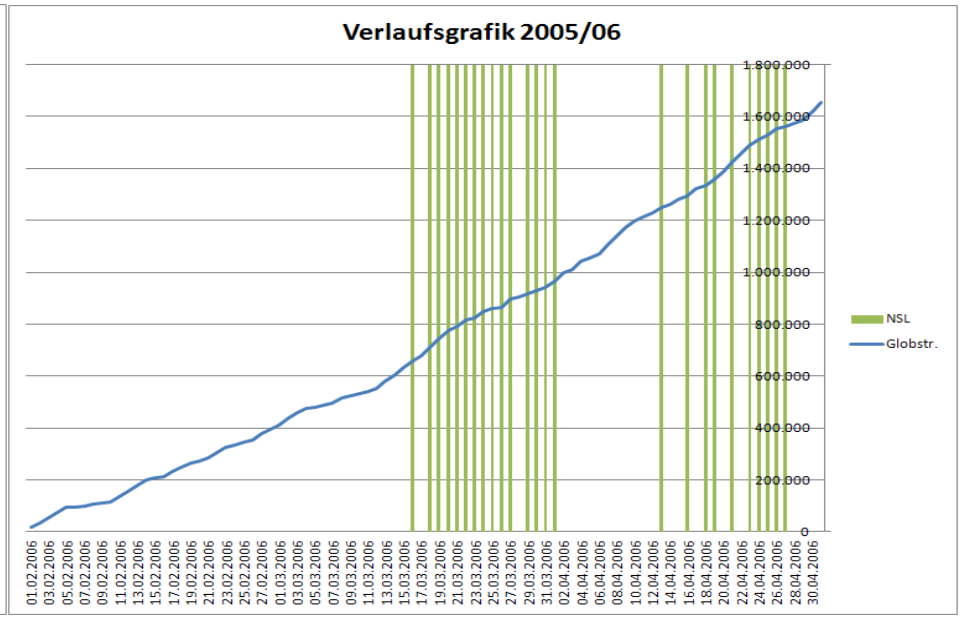
Tam,24: kumulierte Tagesmittelwerte der Lufttemperatur [℃]

Globstr.: kumulierte Globalstrahlung [W/m²]


Verlaufsgrafik 2007/08
NSL
Ta max, 24
Ta m, 24


Verlaufsgrafik 2007/08
NSL
Globstr.


Verlaufsgrafik 2005/06
NSL
Ta max, 24
Ta m, 24


Verlaufsgrafik 2005/06
NSL
Globstr.

ANHANG 4:

Ergebnisse der Modellentwicklung mittels logistischer Regression:

Modell	**Bezeichnung**	**Regressoren**	**Regressionskoeff.**	**Trefferraten:** training sample (80 %) testing sample (20 %) gewichtetes Mittel (100 %)			**Modellevaluation:** Pseudo-R^2 nach Nagelkerke	**Modellgültigkeit / Anpassungsgüte:** *Hosmer-Lemeshow-Statistik*	**Trennwert** für Gruppenzugehörigkeit (NSL-Tag / nonNSL-Tag)
				Gesamt	**NSL-Tage**	**nonNSL-Tage**			
Nullmodell 1	**00-1**	-	-	**85,8 %**	0,0 %	100,0 %	-	-	-
Nullmodell 2	**00-2**	-	-	**65,9 %**	0,0 %	100,0 %	-	-	-
Theoret. Allg. Modell	**A0-A**	Tamax12 Tatrendm0048 Nmax24*Regen1 Konstante	0,138 0,089 -0,303 -0,953	**66,5 %** **66,7 %** **66,5 %**	72,4 % 67,3 % 71,4 %	62,5 % 66,1 % 63,2 %	0,202	0,014	0,41
Praxistaugl. Allg. Modell	**A0-B**	Tamax12 Nmax24*Regen1 Konstante	0,158 -0,340 -0,984	**67,0 %** **75,0 %** **68,6 %**	71,8 % 71,2 % 71,7 %	63,6 % 78,6 % 66,6 %	0,188	0,002	0,42
Theoret. Regen-Modell	**R1-A**	Tam12 Tam72 Globstrsum12 Nsum72 Nmax24 Konstante	0,648 -0,245 -0,000082 0,046 -0,655 -0,039	**81,1 %** **64,5 %** **77,8 %**	74,4 % 50,0 % 69,5 %	84,1 % 69,6 % 81,2 %	0,407	0,610	0,40

Praxistaugl. Regen-Modell	**R1-B**	Tamin24 Nsum72 Tatrendmax0036 Nmax24 Tatrendmax0036* Tatrendmax0060 Konstante	0,356 0,037 0,210 -0,623 0,022 0,255	**73,2 %** **71,0 %** **72,8 %**	61,5 % 50,0 % 59,2 %	78,4 % 78,3 % 78,4 %	0,323	0,533	0,40
Theoret. Trocken-Modell	**T1-A**	Tamax12 Konstante	0,152 -0,933	**64,9 %** **70,9 %** **66,1 %**	68,0 % 71,8 % 68,8 %	62,1 % 70,0 % 63,7 %	0,156	0,002	0,48
Praxistaugl. Trocken-Modell	**T1-B**	Tamax12 Konstante	0,152 -0,933	**64,9 %** **70,9 %** **66,1 %**	68,0 % 71,8 % 68,8 %	62,1 % 70,0 % 63,7 %	0,156	0,002	0,48
Theoret. Regen-Modell	**R5-A**	Tam12 Nmax24 Konstante	0,453 -1,196 1,320	**82,7 %** **58,8 %** **77,9 %**	68,4 % 20,0 % 58,7 %	87,5 % 75,0 % 85,0 %	0,389	0,798	0,38
Praxistaugl. Regen-Modell	**R5-B**	Tamin24 Nmax24 Konstante	0,416 -1,057 2,340	**78,7 %** **70,6 %** **77,1 %**	68,4 % 40,0 % 62,7 %	82,1 % 83,3 % 82,3 %	0,346	0,881	0,35
Theoret. Trocken-Modell	**T5-A**	Tamax12 Konstante	0,173 -1,042	**65,5 %** **70,7 %** **66,5 %**	68,2 % 76,9 % 69,9 %	63,1 % 66,0 % 63,7 %	0,182	0,001	0,48
Praxistaugl. Trocken-Modell	**T5-B**	Tamax12 Konstante	0,173 -1,042	**65,5 %** **70,7 %** **66,5 %**	68,2 % 76,9 % 69,9 %	63,1 % 66,0 % 63,7 %	0,182	0,001	0,48
Theoret. Regen-Modell	**R10-A**	zu geringer Stichprobenumfang! → kein stabiles Modell möglich							
Praxistaugl. Regen-Modell	**R10-B**	zu geringer Stichprobenumfang! → kein stabiles Modell möglich							

Theoret. Trocken-Modell	**T10-A1** [a]	Tamax12 Tatrendm0048 Stabilitätskl. (1) [b] Stabilitätskl. (2) [b] Stabilitätskl. (3) [b] Konstante	0,148 0,094 0,127 -0,568 0,222 -1,068	**67,9 %** **60,6 %** **66,4 %**	70,6 % 68,2 % 70,1 %	65,8 % 54,5 % 63,5 %	0,217	0,107	0,45
Theoret. Trocken-Modell	**T10-A2** [a]	Tamax12 Konstante	0,173 -1,075	**65,2 %** **66,7 %** **65,5 %**	69,5 % 81,8 % 72,0 %	61,7 % 54,5 % 60,3 %	0,179	0,00005	0,45
Praxistaugl. Trocken-Modell	**T10-B1** [a]	Tamax12 Stabilitätskl. (1) [b] Stabilitätskl. (2) [b] Stabilitätskl. (3) [b] Konstante	0,171 0,071 -0,549 0,246 -1,138	**68,7 %** **63,6 %** **67,7 %**	72,3 % 75,0 % 72,8 %	65,8 % 54,5 % 63,5 %	0,202	0,014	0,45
Praxistaugl. Trocken-Modell	**T10-B2** [a]	Tamax12 Konstante	0,173 -1,075	**65,2 %** **66,7 %** **65,5 %**	69,5 % 81,8 % 72,0 %	61,7 % 54,5 % 60,3 %	0,179	0,00005	0,45

[a] Den Modellen T10-A1 bzw. T10-B1 wurden alle dem jeweiligen Modelltyp zugeordnete Parameter für die Modellbildung zur Verfügung gestellt. Da sich jedoch herausstellt, dass die Stabilitätsklasse kein aussagekräftiger bzw. vertrauenswürdiger Parameter ist, wurde sie in einem zweiten Schritt aus dem zur Verfügung gestellten Parametersatz ausgeschlossen. Die mit dem nun verminderten Parametersatz entwickelten Modelle sind T10-A2 bzw. T10-B2.

[b] Der Parameter „Stabilitätsklasse“ geht über 3 Regressoren in die Regressionsgleichung ein, da es sich um eine kategoriale Variable handelt. Die Variable besitzt 4 Ausprägungen (Stabilitätsklasse 1 kommt im Datensatz nicht vor) und geht somit über 3 Kodiervariablen ein.

Anhang 5

Logistische Regression
- A0-B

[DatenSet3] \\tsclient\F\NEU!\Studium\12. Semester (SS 2011)\DIPLOMARBEIT\Daten\2_Lawinendaten\AUSWERTUNG\SPSS\1_NSL-nonNSL-Tag_Auswertung_V04.sav

Zusammenfassung der Fallverarbeitung

Ungewichtete Fälle[a]		N	Prozent
Ausgewählte Fälle	Einbezogen in Analyse	445	80,5
	Fehlende Fälle	0	,0
	Gesamt	445	80,5
Nicht ausgewählte Fälle		108	19,5
Gesamt		553	100,0

a. Wenn die Gewichtung wirksam ist, finden Sie die Gesamtzahl der Fälle in der Klassifizierungstabelle.

Codierung abhängiger Variablen

Ursprünglicher Wert	Interner Wert
nonNSL-Tag	0
NSL-Tag	1

Codierungen kategorialer Variablen

		Häufigkeit	Parametercodierung (1)	(2)	(3)	(4)
Profiltyp des zeitlich nächstgelegensten Schneeprofils	2	19	1,000	,000	,000	,000
	3	79	,000	1,000	,000	,000
	4	34	,000	,000	1,000	,000
	5	17	,000	,000	,000	1,000
	6	60	,000	,000	,000	,000
	7	234	,000	,000	,000	,000
	8	2	-1,000	-1,000	-1,000	-1,000
Stabilitätsklasse des zeitlich nächstgelegensten Schneeprofils	2	12	1,000	,000	,000	
	3	97	,000	1,000	,000	
	4	126	,000	,000	1,000	
	5	210	-1,000	-1,000	-1,000	

Codierungen kategorialer Variablen

		Parametercodierung	
		(5)	(6)
Profiltyp des zeitlich nächstgelegensten Schneeprofils	2	,000	,000
	3	,000	,000
	4	,000	,000
	5	,000	,000
	6	1,000	,000
	7	,000	1,000
	8	-1,000	-1,000
Stabilitätsklasse des zeitlich nächstgelegensten Schneeprofils	2		
	3		
	4		
	5		

Block 0: Anfangsblock

Klassifizierungstabelle[c,d]

Beobachtet			Vorhergesagt		
			Ausgewählte Fälle[a]		
			NSL-Tag?		
			nonNSL-Tag	NSL-Tag	Prozentsatz der Richtigen
Schritt 0	NSL-Tag?	nonNSL-Tag	264	0	100,0
		NSL-Tag	181	0	,0
	Gesamtprozentsatz				59,3

a. Ausgewählte Fälle Ungefähr 80 % der Fälle (SAMPLE) EQ 1

c. Konstante in das Modell einbezogen.

d. Der Trennwert lautet ,420

Klassifizierungstabelle[c,d]

Beobachtet			Vorhergesagt		
			Nicht ausgewählte Fälle[b]		
			NSL-Tag?		
			nonNSL-Tag	NSL-Tag	Prozentsatz der Richtigen
Schritt 0	NSL-Tag?	nonNSL-Tag	56	0	100,0
		NSL-Tag	52	0	,0
	Gesamtprozentsatz				51,9

a. Ausgewählte Fälle Ungefähr 80 % der Fälle (SAMPLE) EQ 1

b. Nicht ausgewählte Fälle Ungefähr 80 % der Fälle (SAMPLE) NE 1

c. Konstante in das Modell einbezogen.

d. Der Trennwert lautet ,420

Variablen in der Gleichung

		Regressionskoeffizient B	Standardfehler	Wald	df	Sig.	Exp(B)
Schritt 0	Konstante	-,377	,097	15,298	1	,000	,686

Variablen nicht in der Gleichung[a]

			Wert	df	Sig.
Schritt 0	Variablen	Tamax12	48,464	1	,000
		Tamin24	25,409	1	,000
		Tatrendmax0036	22,867	1	,000
		Tatrendmax2460	6,327	1	,012
		Tatrendmax0060	30,058	1	,000
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax0060 by Tatrendmax2460	10,672	1	,001
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax2460	,014	1	,904
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax0060	4,007	1	,045
		Tatrendmax0060 by Tatrendmax2460	,633	1	,426
		Nsum24	15,090	1	,000
		Nsum72	9,033	1	,003
		Nmax24	16,847	1	,000
		Profiltyp	6,995	6	,321
		Profiltyp(1)	,001	1	,969
		Profiltyp(2)	,329	1	,566
		Profiltyp(3)	5,999	1	,014
		Profiltyp(4)	,002	1	,962
		Profiltyp(5)	,027	1	,870
		Profiltyp(6)	,096	1	,756
		Stabilitätsklasse	3,405	3	,333
		Stabilitätsklasse(1)	2,218	1	,136
		Stabilitätsklasse(2)	3,367	1	,066
		Stabilitätsklasse(3)	1,519	1	,218
		Profiltyp * Stabilitätsklasse	14,045	13	,371
		Profiltyp(1) by Stabilitätsklasse(2)	,655	1	,418
		Profiltyp(1) by Stabilitätsklasse(3)	1,453	1	,228
		Profiltyp(2) by Stabilitätsklasse(1)	,626	1	,429
		Profiltyp(2) by Stabilitätsklasse(2)	,974	1	,324
		Profiltyp(3) by Stabilitätsklasse(1)	5,025	1	,025

a. Chi-Quadrate der Residuen werden wegen Redundanzen nicht berechnet.

Variablen nicht in der Gleichung[a]

			Wert	df	Sig.
Schritt 0	Variablen	Profiltyp(4) by Stabilitätsklasse(2)	,343	1	,558
		Profiltyp(4) by Stabilitätsklasse(3)	,783	1	,376
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(1)	,127	1	,721
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(2)	,304	1	,582
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(3)	,329	1	,566
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(1)	1,265	1	,261
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(2)	1,483	1	,223
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(3)	,775	1	,379
		Regen1	14,085	1	,000
		Regen5	12,728	1	,000
		Regen10	8,868	1	,003
		Nsum24 by Regen1	12,588	1	,000
		Nsum72 by Regen1	6,064	1	,014
		Nmax24 by Regen1	13,194	1	,000
		Nmax24 by Regen5	12,917	1	,000
		Nsum72 by Regen5	8,308	1	,004
		Nsum24 by Regen5	11,103	1	,001
		Nmax24 by Regen10	8,513	1	,004
		Nsum72 by Regen10	7,094	1	,008
		Nsum24 by Regen10	7,477	1	,006

a. Chi-Quadrate der Residuen werden wegen Redundanzen nicht berechnet.

Block 1: Methode = Vorwärts Schrittweise (Likelihood-Quotient)

Omnibus-Tests der Modellkoeffizienten

		Chi-Quadrat	df	Sig.
Schritt 1	Schritt	52,569	1	,000
	Block	52,569	1	,000
	Modell	52,569	1	,000
Schritt 2	Schritt	14,390	1	,000
	Block	66,958	2	,000
	Modell	66,958	2	,000

Modellzusammenfassung

Schritt	-2 Log-Likelihood	Cox & Snell R-Quadrat	Nagelkerkes R-Quadrat
1	548,760[a]	,111	,150
2	534,371[a]	,140	,188

a. Schätzung beendet bei Iteration Nummer 4, weil die Parameterschätzer sich um weniger als ,001 änderten.

Hosmer-Lemeshow-Test

Schritt	Chi-Quadrat	df	Sig.
1	18,519	8	,018
2	24,437	8	,002

Kontingenztabelle für Hosmer-Lemeshow-Test

		NSL-Tag? = nonNSL-Tag		NSL-Tag? = NSL-Tag		
		Beobachtet	Erwartet	Beobachtet	Erwartet	Gesamt
Schritt 1	1	43	39,084	2	5,916	45
	2	41	36,818	6	10,182	47
	3	30	33,915	17	13,085	47
	4	27	28,636	17	15,364	44
	5	22	27,950	25	19,050	47
	6	25	24,577	19	19,423	44
	7	19	23,983	28	23,017	47
	8	19	20,837	26	24,163	45
	9	22	17,703	23	27,297	45
	10	16	10,496	18	23,504	34
Schritt 2	1	44	39,769	1	5,231	45
	2	38	36,751	7	8,249	45
	3	35	33,172	9	10,828	44
	4	25	30,134	19	13,866	44
	5	29	27,804	16	17,196	45
	6	21	25,224	25	20,776	46
	7	14	22,760	32	23,240	46
	8	20	20,624	27	26,376	47
	9	19	16,799	26	28,201	45
	10	19	10,963	19	27,037	38

Klassifizierungstabelle[c]

Beobachtet			Vorhergesagt		
			Ausgewählte Fälle[a]		
			NSL-Tag?		
			nonNSL-Tag	NSL-Tag	Prozentsatz der Richtigen
Schritt 1	NSL-Tag?	nonNSL-Tag	159	105	60,2
		NSL-Tag	63	118	65,2
	Gesamtprozentsatz				62,2
Schritt 2	NSL-Tag?	nonNSL-Tag	168	96	63,6
		NSL-Tag	51	130	71,8
	Gesamtprozentsatz				67,0

a. Ausgewählte Fälle Ungefähr 80 % der Fälle (SAMPLE) EQ 1

c. Der Trennwert lautet ,420

Klassifizierungstabelle[c]

Beobachtet			Vorhergesagt		
			Nicht ausgewählte Fälle[b]		
			NSL-Tag?		
			nonNSL-Tag	NSL-Tag	Prozentsatz der Richtigen
Schritt 1	NSL-Tag?	nonNSL-Tag	41	15	73,2
		NSL-Tag	14	38	73,1
	Gesamtprozentsatz				73,1
Schritt 2	NSL-Tag?	nonNSL-Tag	44	12	78,6
		NSL-Tag	15	37	71,2
	Gesamtprozentsatz				75,0

a. Ausgewählte Fälle Ungefähr 80 % der Fälle (SAMPLE) EQ 1

b. Nicht ausgewählte Fälle Ungefähr 80 % der Fälle (SAMPLE) NE 1

c. Der Trennwert lautet ,420

Variablen in der Gleichung

		RegressionskoeffizientB	Standardfehler	Wald	df
Schritt 1[a]	Tamax12	,159	,024	43,582	1
	Konstante	-1,179	,166	50,308	1
Schritt 2[b]	Tamax12	,158	,024	42,845	1
	Nmax24 by Regen1	-,340	,100	11,565	1
	Konstante	-,984	,173	32,310	1

a. In Schritt 1 eingegebene Variablen: Tamax12.

b. In Schritt 2 eingegebene Variablen: Nmax24 * Regen1 .

Variablen in der Gleichung

		Sig.	Exp(B)
Schritt 1[a]	Tamax12	,000	1,173
	Konstante	,000	,308
Schritt 2[b]	Tamax12	,000	1,171
	Nmax24 by Regen1	,001	,712
	Konstante	,000	,374

a. In Schritt 1 eingegebene Variablen: Tamax12.

b. In Schritt 2 eingegebene Variablen: Nmax24 * Regen1 .

Korrelationsmatrix

		Constant	Tamax12	Constant
Schritt 1	Constant	1,000	-,788	
	Tamax12	-,788	1,000	
Schritt 2	Constant			1,000
	Tamax12			-,750
	Nmax24 by Regen1			-,277

Korrelationsmatrix

		Tamax12	Nmax24 by Regen1
Schritt 1	Constant		
	Tamax12		
Schritt 2	Constant	-,750	-,277
	Tamax12	1,000	,003
	Nmax24 by Regen1	,003	1,000

Modellieren, wenn Term entfernt

Variable		Log-Likelihood des Modells	Änderung der -2 Log-Likelihood	df	Signifikanz der Änderung
Schritt 1	Tamax12	-300,665	52,569	1	,000
Schritt 2	Tamax12	-292,925	51,479	1	,000
	Nmax24 * Regen1	-274,380	14,390	1	,000

Variablen nicht in der Gleichung[a]

			Wert	df	Sig.
Schritt 1	Variablen	Tamin24	,489	1	,484
		Tatrendmax0036	5,025	1	,025
		Tatrendmax2460	1,246	1	,264
		Tatrendmax0060	7,415	1	,006
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax0060 by Tatrendmax2460	3,758	1	,053
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax2460	,187	1	,666
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax0060	,118	1	,731
		Tatrendmax0060 by Tatrendmax2460	4,463	1	,035
		Nsum24	8,237	1	,004
		Nsum72	1,579	1	,209
		Nmax24	11,726	1	,001
		Profiltyp	5,816	6	,444
		Profiltyp(1)	,001	1	,972
		Profiltyp(2)	,021	1	,884
		Profiltyp(3)	4,877	1	,027
		Profiltyp(4)	,381	1	,537
		Profiltyp(5)	,368	1	,544
		Profiltyp(6)	,011	1	,918
		Stabilitätsklasse	1,399	3	,706
		Stabilitätsklasse(1)	,746	1	,388
		Stabilitätsklasse(2)	1,295	1	,255
		Stabilitätsklasse(3)	,652	1	,419
		Profiltyp * Stabilitätsklasse	10,342	13	,666
		Profiltyp(1) by Stabilitätsklasse(2)	,311	1	,577
		Profiltyp(1) by Stabilitätsklasse(3)	,675	1	,411
		Profiltyp(2) by Stabilitätsklasse(1)	,062	1	,804
		Profiltyp(2) by Stabilitätsklasse(2)	,120	1	,729
		Profiltyp(3) by Stabilitätsklasse(1)	4,490	1	,034
		Profiltyp(4) by Stabilitätsklasse(2)	1,687	1	,194
		Profiltyp(4) by Stabilitätsklasse(3)	,877	1	,349
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(1)	,354	1	,552

a. Chi-Quadrate der Residuen werden wegen Redundanzen nicht berechnet.

Variablen nicht in der Gleichung[a]

			Wert	df	Sig.
Schritt 1	Variablen	Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(2)	,136	1	,712
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(3)	,397	1	,529
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(1)	,240	1	,624
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(2)	,202	1	,653
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(3)	,523	1	,470
		Regen1	9,836	1	,002
		Regen5	6,529	1	,011
		Regen10	7,240	1	,007
		Nsum24 by Regen1	10,095	1	,001
		Nsum72 by Regen1	3,634	1	,057
		Nmax24 by Regen1	13,695	1	,000
		Nmax24 by Regen5	11,663	1	,001
		Nsum72 by Regen5	5,053	1	,025
		Nsum24 by Regen5	8,438	1	,004
		Nmax24 by Regen10	10,084	1	,001
		Nsum72 by Regen10	6,509	1	,011
		Nsum24 by Regen10	7,361	1	,007
Schritt 2	Variablen	Tamin24	,027	1	,869
		Tatrendmax0036	2,131	1	,144
		Tatrendmax2460	,852	1	,356
		Tatrendmax0060	3,766	1	,052
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax0060 by Tatrendmax2460	2,840	1	,092
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax2460	,000	1	,999
		Tatrendmax0036 by Tatrendmax0060	,207	1	,649
		Tatrendmax0060 by Tatrendmax2460	2,970	1	,085
		Nsum24	,453	1	,501
		Nsum72	1,467	1	,226
		Nmax24	,010	1	,919
		Profiltyp	5,602	6	,469
		Profiltyp(1)	,014	1	,907
		Profiltyp(2)	,028	1	,868
		Profiltyp(3)	4,601	1	,032
		Profiltyp(4)	,715	1	,398
		Profiltyp(5)	,025	1	,874

a. Chi-Quadrate der Residuen werden wegen Redundanzen nicht berechnet.

Variablen nicht in der Gleichung[a]

			Wert	df	Sig.
Schritt 2	Variablen	Profiltyp(6)	,002	1	,965
		Stabilitätsklasse	2,808	3	,422
		Stabilitätsklasse(1)	1,596	1	,206
		Stabilitätsklasse(2)	2,704	1	,100
		Stabilitätsklasse(3)	1,220	1	,269
		Profiltyp * Stabilitätsklasse	10,555	13	,648
		Profiltyp(1) by Stabilitätsklasse(2)	,119	1	,730
		Profiltyp(1) by Stabilitätsklasse(3)	,605	1	,437
		Profiltyp(2) by Stabilitätsklasse(1)	,068	1	,795
		Profiltyp(2) by Stabilitätsklasse(2)	,122	1	,726
		Profiltyp(3) by Stabilitätsklasse(1)	4,262	1	,039
		Profiltyp(4) by Stabilitätsklasse(2)	2,226	1	,136
		Profiltyp(4) by Stabilitätsklasse(3)	,614	1	,433
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(1)	,000	1	,988
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(2)	,046	1	,829
		Profiltyp(5) by Stabilitätsklasse(3)	,009	1	,923
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(1)	,426	1	,514
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(2)	,586	1	,444
		Profiltyp(6) by Stabilitätsklasse(3)	,755	1	,385
		Regen1	,040	1	,841
		Regen5	,815	1	,367
		Regen10	,038	1	,846
		Nsum24 by Regen1	,118	1	,731
		Nsum72 by Regen1	1,726	1	,189
		Nmax24 by Regen5	,003	1	,955
		Nsum72 by Regen5	,958	1	,328
		Nsum24 by Regen5	,291	1	,589
		Nmax24 by Regen10	,012	1	,913
		Nsum72 by Regen10	,009	1	,925
		Nsum24 by Regen10	,096	1	,757

a. Chi-Quadrate der Residuen werden wegen Redundanzen nicht berechnet.

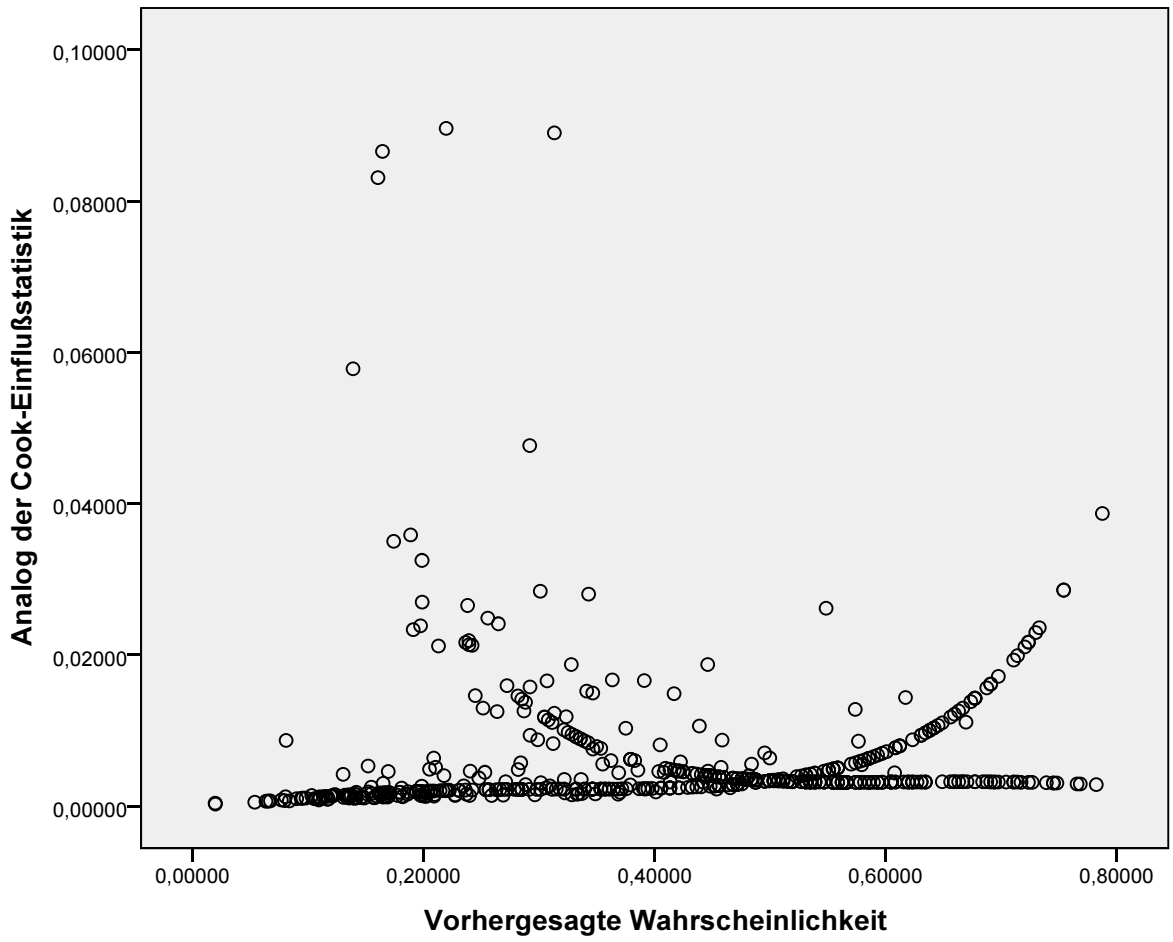
Fallweise Liste[a]

a. Das fallweise Diagramm wird nicht produziert, weil keine Ausreißer gefunden wurden.

```
GRAPH
  /SCATTERPLOT(BIVAR)=PRE_3 WITH COO_3
  /MISSING=LISTWISE.
```

Diagramm

[DatenSet3] \\tsclient\F\NEU!\Studium\12. Semester (SS 2011)\DIPLOMARBEIT\Daten\2_Lawinendaten\AUSWERTUNG\SPSS\1_NSL-nonNSL-Tag_Auswertung_V04.sav



Anhang 6

LEBENSLAUF

Michael SKORIC Bakk. techn.

Geburtstag:	14. Juli 1986
Geburtsort:	Wien
Staatsbürgerschaft:	Österreich
Wohnadresse:	Ma. Theresiengasse 21 A-2340 Mödling
Telefon:	0699/ 11163098
Email-Adresse:	michael.skoric@gmx.at

Berufstätigkeit:

seit Jun. 2011:	Projektleiter und Projektmitarbeiter bei **Rosinak & Partner Ziviltechniker GmbH**, Team Verkehr Projekte in den Bereichen Verkehrsplanung und Verkehrstechnik (u. a. Verkehrsgutachten und Verkehrsuntersuchungen)
Aug. – Okt. 2010:	**Kuratorium für Verkehrssicherheit (KfV)** Abt. Präventionsberatung
Aug. – Okt. 2009, Sep. 2008, Aug. 2007, Sep. 2006:	**Kuratorium für Verkehrssicherheit (KfV)** Landesstelle Wien, Abteilung Verkehrstechnik
Aug. 2008:	Ferialpraktikum **Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung** Sektion Wien, NÖ und Burgenland, Gebietsbauleitung Wien und nördliches Niederösterreich
Aug. 2003 und Aug. 2004:	Ferialpraktika **Stadtgärtnerei Mödling**

Zivildienst:

Okt. 2004 – Sep. 2005:	vollständig abgeleistet im **Kuratorium für Verkehrssicherheit (KfV)**, Abteilung Verkehrstechnik

Ausbildung:

seit Okt. 2009:	**Masterstudium Alpine Naturgefahren/ Wildbach- und Lawinenverbauung** an der Universität für Bodenkultur (BOKU) in Wien
seit Apr. 2009:	**Masterstudium** der **Kulturtechnik und Wasserwirtschaft** an der Universität für Bodenkultur (BOKU) in Wien, Abschluss im Frühjahr 2013 **Diplomarbeitsthema:** Der Einfluss meteorologischer, topografischer und nivologischer Faktoren auf die Auslösung von Nassschneelawinen
Okt. 2005 – Apr. 2009:	**Bakkalaureatstudium** der **Kulturtechnik und Wasserwirtschaft** an der Universität für Bodenkultur (BOKU) in Wien
1996 – 2004:	wirtschaftskundliches Realgymnasium mit biologisch-chemischem Schwerpunkt, BG Untere Bachgasse 8 in 2340 Mödling

Sprachkenntnisse:

Englisch, Französisch

EDV-Kenntnisse:

MS Office, AutoCAD, ArcGIS, Geosi, SPSS

Hobbys:

Radfahren (Radtouren), Skifahren (Skitouren), Bergsteigen, Fußball, Beachvolleyball, Reisen

Mödling, 6. Januar 2013