# Methoden und Analysen zur Optimierung künstlicher Lawinenauslösungen

# Methods and analyses for optimization of artificial avalanche release

Diplomarbeit

INSTITUT FÜR VERMESSUNG, FERNERKUNDUNG UND LANDINFORMATION

INSTITUTE OF SURVEYING, REMOTE SENSING AND LAND INFORMATION

# UNIVERSITÄT FÜR BODENKULTUR WIEN

UNIVERSITY OF NATURAL RESOURCES AND APPLIED LIFE SCIENCES, VIENNA

Zur Erlangung des akademischen Grades DIPLOM-INGENIEUR

> eingereicht von GEORG SCHWEIDLER

> > 22.Oktober 2008

### Betreuer:

#### Ao.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Fuchs Helmut

Institut für Vermessung, Fernerkundung und Landinformation Universität für Bodenkultur Wien

#### Dipl.-Ing. Dr. Karl Kleemayr

Institut für Naturgefahren und Waldgrenzregionen Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft

# Danksagung

Ich bedanke mich ganz herzlich bei meinen beiden Betreuern, Ao.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Helmut Fuchs und Dipl.-Ing. Dr. Karl Kleemayr, für die gute Betreuung meiner Arbeit. Sie waren stets hilfsbereit und hatten immer ein offenes Ohr für meine vielen Fragen.

Für die Möglichkeit der Durchführung, der Diskussionsbereitschaft und Unterstützung vor Ort möchte ich der Obertauern Seilbahn GmbH & CoKG, im Speziellen Herrn Ing. Harald Ribitsch und Herrn Ernst Doppler danken.

Ein besonderer Dank gilt auch allen, die an diesem Projekt mitgearbeitet haben. Viele Stunden im Untersuchungsgelände, teilweise trotz widrigster Wetterbedingungen, waren notwendig. Ohne die folgenden wäre diese Diplomarbeit nicht möglich gewesen: Nikolaus Suntinger, Ignasi Vilajosana, Walter Steinkogler und Christian Naschberger.

Der größte Dank gilt an dieser Stelle meinen Eltern. Sie haben mir das Studium ermöglicht, und meine Entscheidung, zu studieren, nie in Frage gestellt.

# Abstract

Natural hazards like avalanches and their impact on society have been apparent in the last decades.

With increasing sensitivity the demand for active protection measures like artificial avalanche release has grown. The goal is to reduce the risk and probability of potential damage.

This work deals with the optimization of artificial avalanche releases by Gazex installations.

Mechanical analyses of snow, seismic measurements of the ground motion during controlled blasts of such installations, as well as avalanche simulations with the three dimensional avalanche simulation model SamosAT supported the process of position optimization of Gazex devices. An accurate positioning is the basic premise of an effective temporary protection of a site.

Besides, the demands made on the digital terrain model by the avalanche simulations and modern derivation techniques by laser scan technologies are considered.

# Kurzfassung

Naturgefahren wie Lawinen und ihre Auswirkungen auf die Gesellschaft waren in den letzten Jahrzehnten allgegenwärtig.

Mit einer steigenden Sensibilität in diesem Bereich ist auch die Forderung nach aktiven Schutzmaßnahmen wie künstlichen Lawinenauslösungen gestiegen. Ziel solcher Schutzmaßnahmen ist die Minimierung der Risiken und der Wahrscheinlichkeit potentieller Schäden.

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Optimierung künstlicher Lawinenauslösungen durch Gazex Anlagen.

Schneemechanische Analysen, seismische Messungen der Erschütterungen von künstlichen Sprengungen, sowie Lawinensimulationen durch das dreidimensionale Lawinensimulationsmodell SamosAT waren die Grundlage für eine Standortoptimierung von Gazex Anlagen. Eine genaue Standortwahl bildet die Grundlage einer effektiven temporären Absicherung eines Gebietes.

Ferner werden die Anforderungen, die an das für die Simulationen notwendige digitale Geländemodell gestellt werden, sowie moderne Erstellungsverfahren durch Laserscan Technologie betrachtet.

# Inhaltsverzeichnis

D	anksa	agung			i		
Al	bstra	cts			ii		
In	halts	verzeic	hnis		iii		
1	Ziel	setzun	g		1		
2	Sch	neeme	chanische Grundlagen		2		
	2.1	Entste	ehung von Schnee	•	2		
		2.1.1	Bildung von Reif und Raureif	•	6		
	2.2	Eigen	schaften von Schnee	•	6		
		2.2.1	Dichte	•	6		
		2.2.2	Wasseräquivalent	•	7		
		2.2.3	Wassergehalt	•	7		
	2.3	Mecha	anische Beschreibung der Schneedecke	•	7		
	2.4	2.4 Deformation der Schneedecke					
		2.4.1	Gleiten von Schnee	•	8		
		2.4.2	Kriechen von Schnee	•	9		
		2.4.3	Physikalisch-Thermo-dynamische Vorgänge	• •	12		
		2.4.4	Schmelzmetamorphose	• •	16		
	2.5	Lawin	en	• •	18		
		2.5.1	Lawinenklassifizierung	• •	18		
		2.5.2	Anbrucharten	. 4	20		
		2.5.3	Anbruchmechanismus von trockenen Schneebrettlawinen	. 4	22		
		2.5.4	Anbruchmechanismus nasser Schneebrettlawinen	4	25		
3	Met	hoden	der künstlichen Lawinenauslösung	2	27		
	3.1	Spren	gmethoden	•••	28		
		3.1.1	GAZEX		28		
			Wirkung auf die Schneedecke		29		
			Standortwahl		30		
			Vorteile GAZEX		30		

		3.1.2	Zu erwartende Sprengerfolge	30		
	3.2	Weller	nausbreitung in der Schneedecke	30		
		3.2.1	Ausbreitung von Zug- und Druckwellen	31		
		3.2.2	Ausbreitung akustischer Wellen	32		
		3.2.3	Wirkung einer Detonation auf die Schneedecke	34		
			Zündung oberhalb der Schneedecke	35		
			Zündung unterhalb der Schneeoberfläche	35		
			Verschiebungsgeschwindigkeit	36		
			Zündung innerhalb der Schneedecke	38		
4	Übe	rblick	über Lawinensimulationsmodelle	40		
	4.1	Statis	tische Modelle	40		
	4.2	Energ	jelinienmodelle	41		
		4.2.1	VOELLMY Modelle	41		
			Voellmy/Salm/Gubler Modell $\hdots$	41		
			Massenschwerpunktmodell nach Perla/Cheng/McClung (1980)	42		
		4.2.2	Bingham Modelle	42		
		4.2.3	Granularfließmodelle	42		
			Modell nach Gubler (1980) $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$	42		
			Modell nach Norem/Irgens/Schieldrop (1989) $\ldots \ldots \ldots$	43		
			Modell nach Savage/Hutter (1989, 1991) $\ldots$	43		
			Modell nach Lang (1994) $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$ $\ldots$	45		
			Vergleich der Granularmodelle	45		
	4.3	Lawinensimulationsmodelle - Stand der Technik				
	4.4	.4 SAMOS - Snow Avalanche MOdelling and Simulation				
		4.4.1	Fließanteil	48		
		4.4.2	Staubanteil	50		
		4.4.3	Übergangsmodell	51		
		4.4.4	Numerische Umsetzung	52		
		4.4.5	notwendige Eingangsparameter	53		
	4.5	SAMO	DS-04	54		
		4.5.1	Ergebnisse	54		
	4.6	SAMO	DS-AT	55		
5	Feri	Fernerkundung				
	5.1	Laser	Scan	56		
			Impulsverfahren	56		
		5.1.1	Flugzeuggestützter Laserscan	57		
			Funktionsweise	57		
			Kalibrierung	58		

			Auswertung
			Möglichkeiten und Einschränkungen 59
		5.1.2	DTM Generierung
			Filterung der Daten und Interpolation des DTM 62
			Ableitung von Geländekanten/Strukturlinien
		5.1.3	Terrestrischer Laserscan
			Funktionsweise
			Möglichkeiten TLS
			Einschränkende Faktoren
	5.2	Qualit	ät von digitalen Höhenmodellen aus Laserscanner Daten 6'
6	Seis	mik	70
	6.1	Grund	lagen der Wellenausbreitung
7	Felc	lerhebu	ngen und Messungen 73
	7.1	Topog	raphische Analyse des Untersuchungsgebiets
		7.1.1	Daten zum Hang
	7.2	Meteo	rologische Analyse
		7.2.1	Extremwertstatistik für Schneehöhen
		7.2.2	Windstatistik
		7.2.3	Schneehöhenverteilung
	7.3	Chron	ik
		7.3.1	Erhebungen zur Lawine vom 28. April 2006
		7.3.2	Erhebungen zur Lawine vom Mai 1979 82
		7.3.3	Erhebungen zur Lawine vom 29.März 1964
	7.4	Erheb	$ ngen vor Ort \dots \dots$
		7.4.1	Schneeprofile
		7.4.2	GPS-Aufnahmen
	7.5	Maßge	bliche Flächen und Abbruchgebiete
	7.6	Lawine	ensprengungen
		7.6.1	Protokoll
		7.6.2	Zusammenfassung
	7.7	Seismi	sche Untersuchungen im Zuge der Gazex Sprengungen 88
		7.7.1	Versuchsanordnung
		7.7.2	Ergebnisse
8	Law	vinensin	nulationen mit SAMOS AT 99
	8.1	Model	lkalibrierung von SAMOS
		8.1.1	Simulation der Lawine vom 28. April 2006
		8.1.2	Simulation der Lawine vom Mai 1979

	8.2 Simulationen SAMOS inklusive Damm		
		8.2.1 Simulation der Lawine vom 28. April 2006 mit Dam m $\ .\ .\ .\ .$ 10	)4
		8.2.2 Simulation der Lawine vom 28. April 2006 + 2 Dämme $\ldots$ . 10	)6
	8.3 Simulationen SAMOS für unterschiedliche Einwehungsszenaries		
		8.3.1 Simulation für NW Einwehung	.1
		8.3.2 Simulation für SE Einwehung	.9
		8.3.3 Simulationen für Szenarien ohne Windeinfluss $\ldots \ldots \ldots \ldots 12$	26
	8.4	Simulationen SAMOS für vier GAZEX Zündrohre mit Damm $~~.~.~.~13$	33
	8.5	Simulationen SAMOS für vier GAZEX Zündrohre ohne Damm $\ldots$ . 13	86
g	Bev	rtungen und Analysen 13	37
5	91	Analyse der seismischen Aufnahmen 13	37
	9.2	Bewertung der gewählten Gazex Standorte	88
	9.3	Vorteile einer Gazex Anlage	12
	9.4	Genauigkeit des Geländemodells	2
10	) Anł	ng 14	.3
	10.1	Schneeprofile	13
	10.2	Seismogramme	51
Li	Literaturverzeichnis 1		
In	Index 1		

# 1 Zielsetzung

Naturgefahren wie Lawinen und deren negative Auswirkungen haben in den letzten Jahrzehnten zugenommen, nicht zuletzt aufgrund der Zunahmen von Freizeitsportarten in der freien Natur, sowie dem fortschreitenden Verbauungsgrad im Zusammenhang mit Wintersporteinrichtungen.

Um ein alpines Terrain temporär absichern zu können, sind umfassende Erhebungen, Voruntersuchungen und Simulationen notwendig.

Die folgenden Seiten sollen einen Überblick über die verwendeten Methoden und Grundlagen, sowie die Arbeitsschritte bei der Erstellung eines Konzeptes zur Sicherung eines Hanges vor Lawinenabgängen geben. Die Auswirkungen von GAZEX Anlagen auf die Schneedecke und den Untergrund sollen aufgezeigt werden.

Ziel ist es, die Standortwahl einer Gazex Anlage, beziehungsweise mehrerer zusammenwirkender Anlagen, durch Zuhilfenahme von seismischen Messungen und Simulationstechniken zu optimieren, und die Sicherung des Untersuchungsgebietes so effizient und sicher als möglich zu gestalten.

Ferner soll einen Einblick in die Materie der Lawinenbildung, der künstlichen Lawinenauslösung sowie der Lawinensimulation gegeben werden.

Die vorliegende Arbeit ist im Zuge der Erstellung eines Gutachtens im Auftrag der "Obertauern Seilbahn GmbH & CoKG" an das Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft entstanden. Ziel dieses Gutachtens war die Beurteilung der Auswirkungen temporärer Sicherungsmaßnahmen auf das Skigebiet Obertauern, die bestehenden Schutzanlagen und das Siedlungsgebiet.

# 2 Schneemechanische Grundlagen

### 2.1 Entstehung von Schnee

An der Oberfläche von in der Atmosphäre schwebenden Wassertropfen kontinuierlich mit werden Wassermoleküle der Umgebung ausgetauscht (PERLA . MARTINELLI 1975). In Bezug auf die Oberfläche des Wassertropfens ist die Luft dann gesättigt, wenn die Anzahl der den Tropfen verlassenden Moleküle gleich der neu hinzukommenden ist. Bei fallender Temperatur nimmt die Anzahl der am Tropfen kondensierenden Moleküle aufgrund der sinkenden Wasserdampfkapazität der Luft zu. Der Austausch von Wassermolekülen dauert so lange an, bis ein neues Gleichgewicht, das heißt eine erneute Sättigung erreicht ist (abhängig von der neuen Lufttemperatur). Der Betrag des Wasserdampfes bei Sättigung wird Sättigungsdampfdruck genannt.

In einem aufsteigenden, feuchten Luftpaket kühlt die Luft durch Expansion aufgrund von niedrigerem Luftdruck bis zur Sättigung hinsichtlich Wasser ab. In diesem übersättigten Zustand tendieren Wassermoleküle dazu, an bestehenden Wassertropfen zu kondensieren, falls solche vorhanden sind. Anfängliche Kondensation findet an mikroskopisch kleinem Staub, Salz oder Erdpartikeln statt, die durch Wind in die Atmosphäre gelangen. Diese Partikel werden Kondensationskerne genannt ("condensation nuclei"). Für das Gefrieren eines Tropfens ist eine weitere Verunreinigung (Eisbildungskern) notwendig, selbst wenn die Temperatur deutlich unter dem Gefrierpunkt liegt. Perla (PERLA . MARTINELLI 1975) spricht von "freezing nuclei". Diese sind weit seltener als "condensation nuclei". Bei einem Fehlen dieser Kerne gefrieren diese Tröpfchen nicht, sondern sie werden unterkühlt. Bei einer Temperatur von 10°C unter dem Gefrierpunkt enthält ein Kubikzentimeter der Atmosphäre etwa 10 aktive "freezing nuclei" . So gefriert bei einer Temperatur von -10°C nur ein Wassertröpfchen aus einer Million. Erst bei einer Umgebungstemperatur von -40°Cgefrieren alle Tropfen spontan.

Ein durch Aufsteigen abgekühltes und gesättigtes Luftpaket besteht bei Umgebungstemperaturen zwischen 0° und -40°C demnach aus einer Mischung von Eiskristallen und unterkühlten Wassertropfen (PERLA . MARTINELLI 1975).

Auch bei einem in der Atmosphäre schwebenden Eispartikel wird der Austausch von

Molekülen zwischen der Eisoberfläche und der Luft von der Temperatur gesteuert. Je wärmer die Luft, desto höher ist der Sättigungsdampfdruck über der Eisoberfläche. Weiters ist bei gegebener Temperatur der Sättigungsdampfdruck über Eis geringer als über flüssigem Wasser. Die Differenz des Gleichgewichtsdampfdruckes über Eis und unterkühltem Wasser ist verantwortlich für das Wachstum von Eiskristallen auf Kosten unterkühlter Wassertröpfchen in der Atmosphäre, siehe dazu Abbildung 2.1 <sup>1</sup> (GUBLER 1999).



Abbildung 2.1: Differenz des Gleichgewichtsdampfdruckes über Eis und unterkühltem Wasser

Sobald sich ein Eiskristall gebildet hat, wird sein weiteres Wachstum von zwei Prozessen bestimmt (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Zuerst werden Wasserdampfmoleküle der unterkühlten Wassertropfen direkt auf den Eismolekülen durch Sublimation abgelagert (PERLA . MARTINELLI 1975), siehe dazu die Abbildungen<sup>2</sup> 2.2 bis 2.4.



Abbildung 2.2: Kristallwachstum durch vermehrte Ablagerung von Wassermolekülen

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Abbildung aus http://www.geog.ucsb.edu/ joel/g110\_w06/lecture\_notes/precip\_processes /fig 05 11.gif; Zugriff, am 08.01.2008

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Abbildung aus http://www.geog.ucsb.edu/ joel/g110\_w06/lecture\_notes/precip\_processes /precip\_processes.html; Zugriff, am 08.01.2008



Abbildung 2.3: Größenverlust der Wassertropfen



Abbildung 2.4: Kondensation von Wassermolekülen an den Eiskristallen

Aus der Tatsache, dass der Wasserdampfdruck an der Oberfläche von Eiskristallen kleiner ist als bei Wassertropfen, folgt ein Transfer von Wassermolekülen aus den Tropfen in die Luft und weiter durch Kondensation zu den Eiskristallen.

Eiskristalle wachsen also auf Kosten der unterkühlten Wassertropfen aufgrund von Unterschieden der Dampfdrücke zwischen den Tropfen und Eiskristallen (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Während dieses Prozesses bilden sich die Eiskristalle zu verschiedenartigen hexagonalen Grundformen aus (PERLA . MARTINELLI 1975). Sobald die Eiskristalle eine bestimmte Größe erreichen, beginnen sie zu fallen und nehmen dabei durch Kollision mit größeren unterkühlten Wassertröpfchen, die an deren Oberfläche festfrieren, weiter an Masse zu (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Die Kristalle werden von einer Schicht aus gefrorenen Wassertröpfchen überzogen, man spricht von Reif (PERLA . MARTINELLI 1975).

Beide Prozesse können simultan stattfinden, jedoch ist in einer atmosphärischen Schicht üblicherweise ein Prozess vorherrschend. Generell verschleiert die Bildung von Reif die ursprünglich hexagonale Form des Ursprungskristalls. Wird die Oberfläche eines Kristalls mit Reif überzogen, fällt er schneller, da er ohne wesentliche Änderung des Luftwiderstandes an Gewicht zunimmt. Im Gegensatz dazu vergrößert Wachstum aus dem Dampf den Luftwiderstand durch vermehrte Verästelung des Kristalls. Oftmals werden die Zwischenräume der Zweige gänzlich durch Bildung von Reif aufgefüllt. Es bildet sich ein rundlicher Kristall bei dem die Ursprungsform nicht mehr erkennbar ist. Man spricht hier von "Graupeln" (McCLUNG . SCHAERER 1993).

Die Endform, die ein Schneekristall in der Atmosphäre erreicht, hängt von verschiedenen Bedingungen auf und um der Kristalloberfläche ab, wobei die Temperatur die wichtigste Variable in diesem Prozess darstellt.

Die (Kristall-)Struktur von Eis wird durch drei intrinsische Achsen in der Basisebene (a-Achsen), zwischen denen Winkel von 60° auftreten, und einer dazu senkrecht stehenden Hauptachse (c-Achse) definiert. Das Wachstum der Kristalle erfolgt entlang dieser vier Hauptachsen, wobei in der Hauptebene eine hexagonale Struktur vorliegt. In ihr wird Wärme weniger effizient geleitet als in Richtung der c-Achse. Plattenförmige Kristalle bilden sich durch Wachstum entlang der a-Achsen aus, währenddessen nadelförmige Kristalle in Richtung der c-Achse wachsen (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Bei der Veränderung der Temperatur von 0°C zu -25°C verändert sich die Orientierung des Wachstums von der a-Achse über die c-Achse zurück zur a-Achse. Abbildung <sup>3</sup> 2.5 verdeutlicht, dass die Richtung des Wachstums somit temperaturabhängig ist.



Abbildung 2.5: Morphologie

Ein weiterer Faktor, der die Endform der gebildeten Kristalle bestimmt, ist der Dampfdruck. Bei schwacher Übersättigung ("low excess vapor density") werden säulenartige Formen ausgebildet (temperaturunabhängig). Bei hohem Wasserdampfüberschuss findet das Wachstum an Ecken und Kanten statt, wodurch komplizierte Kristalle wie Dendriten entstehen können.

Warme Luft kann mehr Feuchtigkeit aufnehmen als kalte und thermodynamische Prozesse, die das Wachstum mit beeinflussen, laufen bei höheren Temperaturen schneller ab. Intensiver Schneefall in Form von Flocken tritt demnach bei Temperaturen um den Gefrierpunkt auf, darunter lässt die Intensität nach und der Niederschlag findet in Form von Einzelkristallen statt. Kristalle, die durch eine kalte Atmosphäre gefallen sind, sind wesentlich kleiner (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Der Terminus

 $<sup>^{3}\</sup>mathrm{Abbildung}$  aus http://www.theiff.org/images/lecture/morphology<br/>diagram.gif; Zugriff, am08.01.2008

Schneeflocke beschreibt die Bildung bzw. Koagulation mehrerer Eiskristalle, sie können eine Größe von 0,5 bis zu 5 Zentimetern erreichen (PERLA . MARTINELLI 1975). Der Luftgehalt von neu gefallenem Schnee kann bis zu 97% betragen, zwischen den Schneekristallen besteht dann ein zusammenhängender Porenraum.

#### 2.1.1 Bildung von Reif und Raureif

Reif, das feste Äquivalent von Tau (MCCLUNG . SCHAERER 1993), bildet sich als eine weitere Form von Niederschlag an der kalten Boden- oder Schneeoberfläche sowie an kalten Festkörpern (GABL . 2000). Er entsteht durch (Re)Sublimation aus unterkühlten Wassertropfen oder Wasserdampf direkt aus der Luft zu Eis. Voraussetzung für diesen Prozess sind zwei Bedingungen: ein ausreichender Vorrat von Wasserdampf, sowie ein hoher Temperaturgradient (Inversion) über der Schneeoberfläche, deren Temperatur unter dem Gefrierpunkt liegt (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Wind erhöht die Bildung von Reif, da er die Abgabe der bei der Sublimation entstehenden Wärme durch Konvektion unterstützt.. Wird die Luftbewegung jedoch turbulent, so durchmischt sich die Luft nahe der Schneeoberfläche und der Temperaturgradient geht verloren. Der Temperaturgradient während der Bildung von Oberflächenreif liegt meist zwischen 10° und 30°C/m (MCCLUNG . SCHAERER 1993).

# 2.2 Eigenschaften von Schnee

#### 2.2.1 Dichte

Masse und Gewicht des Schnees sind von der Porenluft unabhängig, sie entstehen ausschließlich aus der Masse des Eises, das das Gerüst bildet. Die Poren selbst stehen allerdings in direktem Zusammenhang mit der Dichte. Mit steigendem Porengehalt verringert sich die spezifische Dichte des Schnees. Zwischen Dichte und Porengehalt besteht der folgende Zusammenhang:

$$\rho = (1 - n) \cdot \rho_E \tag{2.1}$$

Dabei ist  $\rho$  die Dichte des Schnees,  $\rho_E$  die Dichte des Eises mit 0,917  $g/m^3$  und n der Porenanteil in %. Daraus abgeleitet lässt sich die Wichte  $[N/m^3]$  aus  $\gamma = g \cdot \rho$ errechnen (GABL . 2000, S.62).

Typische Werte für die Dichte und den zugehörigen Porenanteil sind in Tabelle 2.1 angeführt<sup>4</sup>

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Werte entnommen aus (GABL  $\cdot$  2000).

Schneeart	Dichte $\rho \ [kg/m^3]$	Por enanteil n in $\%$
Neuschnee	50 - 200	89
Altschnee	350	62
Naßschnee	300 - 600	67 - 35
Eis, porenfrei	917	0
Lawinenschnee abgelagert	500 - 800	45 - 13

Tabelle 2.1: typische Schneedichten und Porenanteile

#### 2.2.2 Wasseräquivalent

Der Wasserwert oder Wasseräquivalent definiert jene Menge an potentiell flüssigem Wasser, die sich über einer Bezugsfläche von  $1m^2$  befindet. Laut Gabl (GABL . 2000, S.62) "entspricht der Wasserwert also der Masse des Schnees, bezogen auf die Grundfläche". Er errechnet sich aus Wasserwert  $HW = \rho \cdot h_s \text{ [mm H}_20\text{]}.$ 

#### 2.2.3 Wassergehalt

Der Wassergehalt, oder auch Feuchtigkeit des Schnees, gibt an, wie viel Wasser sich im Porensystem des Schneegerüstes entweder unzusammenhängend in den Kapillaren oder zusammenhängend im ganzen Eisgefüge befindet (GUBLER 1999, S.4). Der Wassergehalt wirkt sich unmittelbar auf die Festigkeit des Schnees aus. Eine Zunahme des Wassergehaltes hat eine Festigkeitsabnahme sowie schnelles Kornwachstum zur Folge.

### 2.3 Mechanische Beschreibung der Schneedecke

Die Schneedecke, bestehend aus mehreren Schichten jeweiliger Schneefallperioden (GABL . 2000), wird oben durch die Atmosphäre und unterhalb durch die Erdoberfläche begrenzt. Im Boden gespeicherte Wärme, aus der Oberflächenerwärmung im Sommer sowie aus geothermalen Ursprüngen, erwärmt die unterste Schneeschicht auf 0°C bzw. knapp darunter (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Die Oberfläche der Schneedecke wird während des Winters starken tageszeitlichen Temperaturschwankungen ausgesetzt. Im Durchschnitt ist die Schneeoberfläche kälter als die von den Temperaturschwankungen isolierte Basis. Der Langzeiteffekt ist ein Temperaturgradient, definiert durch eine messbare Größe mit einer Richtung. Die Größe des Temperaturgradienten wird als Veränderung der Temperatur ( $\Delta X$ ) geteilt durch die Strecke ( $\Delta T$ ), in der sich die Temperatur verändert, bezeichnet (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Die Richtung des Temperaturgradienten wird dabei in Richtung der ansteigenden Temperatur angegeben. Wenn der Temperaturgradient 0°C/m aufweist, spricht man von einer isothermen Schneedecke. Dies kommt meist nur vor, wenn die Temperatur in der gesamten Schneedecke 0°C aufweist, was auf Durchfeuchtung über die gesamte Mächtigkeit schließen lässt.

### 2.4 Deformation der Schneedecke

In einer Schneedecke kommt Deformation durch 3 Teilprozesse zustande, welche normalerweise in Kombination auftreten:

- Durch Zugkräfte werden die Schneekörner auseinander gezogen,
- während einer Kompression werden sie aneinander gedrückt und
- durch Scherung werden verschiedene Körner aneinander vorbei geschoben.

#### 2.4.1 Gleiten von Schnee

Als Gleiten wird ein Formänderungszustand in der geneigten Schneedecke bezeichnet. Gleiten tritt an Hängen auf, wenn die Schneedecke an einer Grenzfläche oder am Untergrund zu rutschen beginnt (MCCLUNG . SCHAERER 1993, S. 67).

Das Gleiten von Schnee stellt eine wichtige Komponente der Bewegung in der saisonalen Schneedecke dar. Sie kommt zum Beispiel zustande, wenn die Temperatur unterhalb der Schneedecke an der Oberfläche des Untergrundes bei 0° Celsius oder über dem Gefrierpunkt liegt (SALM 1977). Dadurch wird ein Vorhandensein von freiem Wasser garantiert, welches einen dünnen Wasserfilm bildet und die Schneedecke dadurch vom Untergrund trennt (MCCLUNG 1975, S. 241). Weiters muss eine Neigung von mehr als 15° gegeben sein (MCCLUNG . SCHAERER 1993, S. 67). Die Komponenten, die die Größe der Bewegung beeinflussen, hängen einerseits vom Untergrund und andererseits von den Schneeeigenschaften ab (SALM 1977).

- Schneeparameter: Temperatur, Wassergehalt der angrenzenden Schneeschicht, Größe und Art der Belastung
- Untergrund: Charakteristika und Randbedingungen des Gebietes, unabhängig von den jeweiligen Wetterverhältnissen und den Schneeeigenschaften (Hangneigung, Höhenlage, Rauhigkeit und Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes, Oberflächenbeschaffenheit des Materials, aus dem sich der Untergrund zusammensetzt)

Ist der Schnee in einem trockenen Zustand, so ist die Bewegung der Schneedecke durch Gleiten oftmals vernachlässigbar. Ein Versagen der Scherfestigkeit ist meist wahrscheinlicher. Ansteigende Wassermengen, welche im Normalfall durch Regenereignisse oder durch Schneeschmelze verursacht werden, vermindern die Reibung an der Grenzfläche zwischen Schnee und Untergrund durch ein Auffüllen kleiner Unebenheiten was eine Steigerung der Gleitrate zur Folge hat. Außerdem erhöht sich bei steigendem Wassergehalt die Viskosität des Schnees, was eine Bewegung über den Untergrund zusätzlich erleichtert. Sobald überschüssiges Wasser wieder abläuft, sinkt die Gleitrate wieder. Typische Gleitgeschwindigkeiten liegen zwischen 1 und 100mm/Tag. Die maximalen Gleitraten treten auf glatten Gras- oder Felshängen auf (MCCLUNG . SCHAERER 1993, S. 67).

#### 2.4.2 Kriechen von Schnee

Andert sich der Zustand der Grenzfläche hinsichtlich der Reibung von nass zu trocken, dann tritt statt Gleiten ein Kriecheffekt innerhalb der Schneedecke in Kraft (SALM 1977).

Im Unterschied zum Gleitvorgang ist das Kriechen der Schneedecke eine ständige Erscheinung, da einerseits die Metamorphose des Schnees nie aussetzt, andererseits die Porosität sehr hoch liegt, wobei die Porosität die Prozentzahl des mit Luft gefüllten Volumens des Materials (Schnee) angibt. Kriechraten steigen exponentiell mit der Temperatur an. 90% der Dichtezunahme einer saisonalen Schneedecke ist auf die Bewegung aufgrund von Kriecheffekten und einer damit verbundenen Neuordnung der einzelnen Schneekörner zurückzuführen, nur in etwa 10% ist sie durch mechanische Effekte wie Deformation erklärbar (McCLUNG . SCHAERER 1993, S. 63).

In einer horizontalen Schneedecke mit einer konstanten Mächtigkeit tritt Deformation ausschließlich in vertikaler Richtung auf. Dieser Effekt wird auch als Setzung bezeichnet. Unter dem Einfluss der Schwerkraft drückt das Eigengewicht des Schnees auf die darunter liegenden Schneekörner und verursacht Setzung . Dies führt einerseits zu einer Verdichtung und andererseits zu einer Stärkung der Schneedecke. Setzungsraten können von wenigen 1/100mm/Tag in dichten Schneeschichten im Frühling bis zu 10cm/Tag oder mehr bei Neuschnee variieren. Im Allgemeinen nimmt die Kriechrate mit der Tiefe in der Schneedecke ab, da die Dichte immer weiter ansteigt.

Ist die Schneedecke geneigt, findet die Verlagerung der Schneekörner hangabwärts statt. Teilt man die Gesamtdeformation in ihre Bewegungskomponenten auf, so findet in Richtung der Schwerkraft Setzung statt, und parallel zur Geländeoberfläche tritt Verformung in Folge von Scherkräften auf. Diese Scherkräfte beziehungsweise Scherbeanspruchungen sind verantwortlich für die Lawinenbildung. Je nach Schneeart und Hangneigung steht die Größe der Scherverformung in Zusammenhang mit der Komponente aus der Setzung. Mit zunehmender Hangneigung nimmt der prozentuelle Anteil der Scherverformung an der Gesamtbewegung zu. Fast 90% der Deformation bei einer Hangneigung von 45° ist durch Scherverformung begründet. Die Häufigkeit von Schneebrettlawinen nimmt durch die Zunahme der Scherbewegung und damit auch der Scherbeanspruchung der Schneedecke mit steigender Hangneigung ebenfalls zu (MCCLUNG . SCHAERER 1993, S. 66).

Die Anteile aus Kriech- und Gleiteffekten zusammen ergeben die Gesamtbewegung einer Schneedecke, siehe dazu Abbildung 2.6 $^5$ .



Abbildung 2.6: Gleit- und Kriechanteile an der Gesamtbewegung der Schneedecke

Bei Vorhandensein eines Wasserfilms an der Unterseite der Schneedecke können die Scherbeanspruchungen hier nicht aufgenommen werden. Die Beanspruchungen, resultierend aus dem Eigengewicht der Schneedecke, werden somit an der Unterseite der Schneedecke durch die Rauhigkeit des Untergrundes auf diesen übertragen (McCLUNG 1975, S. 241).

McClung (McCLUNG 1975, S. 241) beschreibt die Rauhigkeit der Untergrundoberfläche durch eine einfache Sinuskurve, siehe dazu Abbildung 2.7  $^{6}$ .

Die durchschnittliche Scherbeanspruchung ergibt sich aus

$$\tau_{xy} = \frac{\mu}{d'} \upsilon_g. \tag{2.2}$$

Dabei bezeichnet d' die Stagnationstiefe (SALM 1977, S. 84). Die Tiefe ergibt sich aus dem Schnittpunkt der Tangente an das Geschwindigkeitsprofil der niedrigsten Schneeschicht mit der x-Achse, siehe dazu Abbildung 2.8<sup>7</sup>.

Sie bezeichnet damit die Dicke einer scheinbaren Grenzschicht und kann durch

$$d' = \frac{1}{\left(2\pi\right)^3} \left(\frac{\lambda_0}{A}\right)^2 \lambda_0 \tag{2.3}$$

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>Abbildung aus (MARGRETH 2007)

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>Abbildung aus (McClung 1975)

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>Abbildung aus (SALM 1977)



Abbildung 2.7: Beschreibung der Geländeoberfläche durch eine Sinuskurve

ausgedrückt werden. Die Variable  $\lambda_0$  bezeichnet darin die Wellenlänge und A die Amplitude der Untergrundtopographie,  $\mu$  definiert die Viskosität der untersten Schneeschichte der Mächtigkeit  $\Delta D$  (Größeneinheit von A).



Abbildung 2.8: Stagnationstiefe

Die Stagnationstiefe hängt vom Verhältnis der Wellenlänge zur Amplitude ab, nicht jedoch von der Amplitude selbst (SALM 1977, S. 84). Weiters ist d' in der Annahme von Salm unabhängig von der Scherbeanspruchung, von der Viskosität und der Geschwindigkeit. Nur die Topographie des Untergrundes nimmt Einfluss auf die Größe der Stagnationstiefe.

Vergleicht man die Größe von d' mit der Schneetiefe bei gleichmäßigen mechanischen und thermischen Bedingungen, so kann man aus dem Verhältnis auf den Gleitmechanismus schließen. Wenn d' im Vergleich mit der Schneetiefe klein ist, besteht die Bewegung der Schneedecke zu einem großen Anteil aus lokalen Kriechprozessen. Ist d' groß, verglichen mit der Mächtigkeit der Schneedecke, wird die Bewegung großteils durch Regelation<sup>8</sup> verursacht. Wenn d' mit der Schneetiefe vergleichbar groß ist, setzt sich die Bewegung aus den beiden Mechanismen zusammen.

Aus den Versuchen von McClung (McCLUNG 1975, S. 244) (Cascade Mountains; 1972 u. 1973) geht hervor, dass Regelation nur eine sehr kleine Rolle spielt. Die physikalische Begründung hierfür ist die große Viskosität von Schnee. Der Kriechprozess läuft dadurch sehr schnell ab, wohingegen die Belastungen in der saisonalen Schneedecke nicht groß genug sind, um den Regelationsprozess voranzutreiben.

Im weitesten Sinne beschreibt die Stagnationstiefe nicht nur die Topographie des Untergrundes, sondern auch seinen Zustand. Die Messungen zeigen, dass die Geschwindigkeit stark schwankt, sobald sich der Zustand des Untergrundes ändert. Die Stagnationstiefe schwankt somit ebenfalls im Verlauf eines Winters (MCCLUNG 1975, S. 244).

#### 2.4.3 Physikalisch-Thermo-dynamische Vorgänge

Einmal abgelagert, beginnen Schneekristalle sofort ihre Gestalt zu verändern. Diese Veränderung ist mitbestimmend für die Schneestabilität in der Schneedecke (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Verantwortlich für die Steuerung der Metamorphose sind nach Gabl et. al. (GABL . 2000) hauptsächlich das Bestreben der Eiskristalle, die kleinstmögliche Oberfläche einzunehmen, die Wasserdampfdruckverhältnisse, der Wasserdampftransport durch Diffusion sowie die Energiebilanz.

Neuschnee wurde in einer Umgebung gebildet, in der eine um vieles größere Übersättigung an Wasserdampf vorherrscht, als dies in der neu gebildeten Schneedecke der Fall ist. Übliche Werte der Übersättigung liegen bei mehreren 10 Prozent in der Atmosphäre, in der Schneedecke erreichen die Werte nur etwa 0,1 oder noch weniger. Dies führt dazu, dass neue Schneekristalle instabil sind, da sie zum Weiterwachsen bzw. um ihre Beschaffenheit beibehalten zu können, eine gleich stark übersättigte Umgebung wie in der Atmosphäre benötigen würden (MCCLUNG . SCHAERER 1993).

In der Regel verhält sich ein Schneekristall mit einem großen Verhältnis von Kristalloberfläche zu Volumen instabil, sobald das Wachstum in der Atmosphäre aufhört. Demnach ändern jene Kristalle mit dem ungünstigsten Verhältnis ihre

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>Regelation: "Unter Regelation versteht man die Druckabhängigkeit des Phasenübergangs zwischen festem und flüssigen Aggregatzustand bei Stoffen, deren Schmelze eine höhere Dichte aufweist als ihre feste Phase. Die Regelation bewirkt die Verflüssigung des Eises bei Druckzunahme und das Wiedergefrieren bei Druckabfall"; Definition aus http://de.wikipedia.org/wiki/Regelation; Zugriff am 05.05.2008

Form am schnellsten.

Die Begründung liegt in der Tatsache, dass der Wasserdampfdruck über konvexen Oberflächen größer ist als über konkaven. Scharfkantige Äste der Eiskristalle begünstigen die Verdunstung. Wassermoleküle werden von Ausbuchtungen zu Aushöhlungen transferiert (PERLA . MARTINELLI 1975), sie folgen dem Energiegefälle, das an der Oberfläche herrscht. Dieser Mechanismus, der auch "Kelvin Effekt" (GABL . 2000) genannt wird, hat zur Folge, dass starke Rundungen (Spitzen) des Eisgerüsts beseitigt werden. Einzelne Körner nehmen einfachere und rundere Formen an. Bei dieses Prozesses spricht man von "equitemperature metamorphism" (PERLA . MARTINELLI 1975) beziehungsweise von abbauender Metamorphose (GABL . 2000) , siehe dazu Abbildung 2.9 <sup>9</sup>.

Neben der Abrundung der Einzelkörner (Wegfall der Verästelungen) tritt eine Verstärkung des Eisgerüsts durch Ausbildung von Brücken zwischen den einzelnen Körnern ein.



Abbildung 2.9: Abbauende Schneeumwandlung;

Der Ausbildung von Brücken geht ursprünglich eine Setzung der Schneeschichten durch das Eigengewicht der Schneedecke voraus. Dadurch werden die einzelnen Eiskörner zusammengedrückt, wodurch konkave Regionen entstehen, in denen wiederum Wassermoleküle durch Sublimation aus dem Wasserdampf abgelagert werden.

Der resultierende Schnee wird mit der Zeit verfestigt und verdichtet. Die Geschwindigkeit der Umwandlungen nimmt mit steigender Temperatur zu. Nahe dem Gefrierpunkt laufen diese Prozesse sehr rasch ab, während sie bei -40°C fast nicht mehr existent sind. Im Endstadium dieser Umwandlungen besteht eine gewisse Tendenz hin zu gleichartigen, gut verbundenen, abgerundeten Körnern (PERLA . MAR-TINELLI 1975).

Weit stärker wird der Prozess der Umwandlung jedoch vorangetrieben, wenn die Lufttemperatur ansteigt. Dabei steigt der Wasserdampfdruck (gegenüber dem Eis) im Porenzwischenraum der Schneedecke bei einer Zunahme von -15° auf 0°C

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>Abbildung aus (McClung . Schaerer 1993)

um 300 Prozent an (MCCLUNG . SCHAERER 1993, S. 46).

Wie in 2.1 erwähnt, kann warme Luft, in diesem Fall im Porenzwischenraum, mehr (Wasser-)Dampf aufnehmen als kalte. Wenn nun ein Temperaturgradient in der Schneedecke vorhanden ist, fließt Dampf entlang dem Gefälle von Regionen höherer zu niedrigerer Temperatur durch den interstitialen Porenzwischenraum. Mit dieser Zirkulation wird Energie in Form von Wärme, von warmen zu kälteren Porenzwischenräumen transportiert (PERLA . MARTINELLI 1975). Temperaturunterschiede in der Schneedecke (Temperaturgradienten) sind der treibende Mechanismus für Schneemetamorphose (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Diese Art der Metamorphose wird auch als "temperature gradient metamorphism" oder aufbauende Metamorphose ((GABL . 2000); (PERLA . MARTINELLI 1975)) bezeichnet, siehe Abbildung 2.10 <sup>10</sup>.



Abbildung 2.10: Aufbauende Umwandlung;

Um eine effiziente Verlagerung der Energie in Form von Hitze zu gewährleisten, wird Wasserdampf anstatt an den Brücken zwischen den einzelnen Körnern direkt an ihren Oberflächen abgelagert. Daher vergrößern sich bei dieser Art der Metamorphose die Einzelkörner, die Stärke der Brücken dazwischen bleibt konstant. Diese Vergrößerung der einzelnen Eiskörner steht in direktem Kontrast zur Metamorphose bei konstanten Temperaturen, bei der die Brücken im Allgemeinen auf Kosten der Ausbuchtungen an den Kornoberflächen anwachsen (PERLA . MARTINELLI 1975). Die bei diesem Vorgang neu gebildeten Kristallformen werden durch flache, manchmal stufenartige Oberflächen gekennzeichnet. Vorerst sind nur einzelne Ebenen erkennbar, mit fortschreitender Metamorphose kommt es jedoch zur Bildung mehrerer sich schneidender Ebenen. Mit zunehmendem Wachstum werden "prismatische, quaderförmige, pyramiden- oder säulenförmige Schneekörner" aufgebaut (GABL . 2000). Kantige Vollformen sind die Folge und bei Temperaturgradienten von mehr als 25°C/m (GUBLER 1999) können sich nach weiterem Wachstum Becherkristalle ausbilden (GABL . 2000). Man spricht hier auch von Tiefenreif oder

Schwimmschnee.

Gubler (GUBLER 1999) hat gezeigt, dass die Größe der Kristalle neben dem äußeren Temperaturgradienten auch von der Dichte des Schnees abhängig ist. Bei kleiner Dichte bilden sich große Körner aus, sie wachsen sozusagen in den Porenzwischenraum. Bei hoher Dichte ist ihr Wachstum durch Kurzschluss beschränkt, sie

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup>Abbildung aus:(GUBLER 1999)

wachsen ineinander. Weiters kann die Metamorphose in Schnee mit geringer Dichte schneller ablaufen. Nimmt die Dichte zu, so verlangsamt sich der Prozess (PERLA . MARTINELLI 1975).

In Summe bestimmt der Temperaturgradient einer Schicht die Art der Metamorphose, die Temperatur einer Schneeschicht ihre Geschwindigkeit.

Abbauende und aufbauende Metamorphose kommen in allen Schneeschichten vor, allerdings überwiegt bei gegebener Temperatur einer der beiden Prozesse. Neuschnee hat eine große spezifische Oberfläche und viel Regionen mit konkaven und konvexen Oberflächen. Da eine Tendenz besteht, einfachere Kornstrukturen auszubilden, dominiert im Anfangsstadium die abbauende Metamorphose die Umwandlung der Eiskörner (PERLA . MARTINELLI 1975).

Mit dem Abbau der Verästelungen und einer anfänglichen Abnahme der Korngröße geht eine Setzung der Schneedecke einher, da Porenraum sowie das Gesamtvolumen abnehmen (GABL . 2000).

Nach Abschluss dieses Prozesses konkurrieren abbauende und aufbauende Metamorphose. Sobald die Schneeschicht einen ausreichenden Temperaturgradienten aufweist, herrscht aufbauende Metamorphose vor (PERLA . MARTINELLI 1975). Mit zunehmender Mächtigkeit der gesamten Schneedecke werden die Temperaturgradienten in den Schichten wieder kleiner. Die Prozesse der abbauenden Metamorphose überwiegen. Wenn die Schneedecke gegen Ende des Winters isothermale Zustände annimmt, verschwinden Temperaturgradienten gänzlich aus der Schneedecke und eine aufbauende Umwandlung ist nicht mehr möglich. Abbauende Metamorphose und Schmelzmetamorphose dominieren.

Abhängig von der Dauer und der Intensität der vorherrschenden Temperaturgradienten, entstehen die fortgeschrittenen Kristallformen der aufbauenden Umwandlung eine Woche bis ein Monat nach Beginn des Prozesses. Um Tiefenreif aus Neuschnee oder Kornstrukturen aus der abbauenden Metamorphose aufzubauen, sind meist mehr als zwei Wochen notwendig (PERLA . MARTINELLI 1975). Starke, lang andauernde Temperaturgradienten sind in Nordhängen und in tiefen, abgeschatteten Rinnen zu finden. Die Schneedecke wird hier durch andauernden, strahlungsbedingten "Energieverlust" auf relativ tiefen Temperaturen gehalten. Je geschützter ein Hang vor Sonneneinstrahlung ist, desto größer die Chance für den Aufbau einer Schicht, gebildet durch aufbauende Metamorphose. Weiters ist die Wahrscheinlichkeit, mir der eine solche Schicht ausgebildet wird, im Frühwinter größer, da die Mächtigkeit der Schneedecke dann meist noch gering ist.

Bäume oder Felsen sind manchmal der Auslöser für aufbauende Metamorphose, da sie der Setzung und somit der Verdichtung der Schneedecke entgegen wirken, und den Dampffluss ermöglichen. Dünne Schichten können sich auch in den oberen oder mittleren Bereichen der Schneedecke ausbilden. Sie bilden sich über Eis- oder Harschdeckeln aus, besonders wenn die Temperatur solcher Schichten 0°C beträgt.

Aufbauende Metamorphose ist in großen Höhenlagen weit verbreitet, da die Schneeoberfläche kälter ist, und dadurch auch die Temperaturgradienten größer. Weiters können starke Winde die Schneedecken wegerodieren und die Mächtigkeit der Schneedecke bleibt so an Stellen großer Exponiertheit gering. Weiters können Lawinen Teile der Schneedecke mitreißen, wodurch sich die Temperaturgradienten im verbleibenden Schnee erhöhen.

Zieht man all diese Faktoren in Betracht, so ist eine genaue Bestimmung der Bedingungen in der Schneedecke in Höhenlagen durch die Analyse eines Standpunktes in tieferen Lagen oftmals nicht möglich. Eine Bestimmung der einzelnen Schichten und Bedingungen durch Schneeprofile vor Ort ist unerlässlich (PERLA . MARTINELLI 1975).

#### 2.4.4 Schmelzmetamorphose

Wasser in flüssiger Form wird in der Schneedecke freies Wasser genannt. Es wird in Massenprozent angegeben. Zum Beispiel kann sehr nasser Schnee 15% oder sogar mehr freies Wasser enthalten. Es gibt zwei Quellen von freiem Wasser in der Schneedecke. Einerseits kann dieses durch Niederschlag in Form von Regen in die Schneedecke gelangen, andererseits durch Schmelzvorgänge (PERLA . MARTINELLI 1975). Wenn die Temperatur der obersten Schicht unter 0°C liegt, gefriert leichter Regen an der Oberfläche und bildet eine dünne Eisschicht. Wenn die Temperatur der obersten Schichte bei anhaltendem Regen auf 0°C angehoben wird, so wird der Niederschlag von der Schneedecke als freies Wasser absorbiert. Der Regen selbst ist kein Schmelzmittel, lediglich eine Quelle für freies Wasser. Während des Winters ist Regen meist nicht warm genug um erhebliches Abschmelzen zu verursachen. (1 Gramm Wasser enthält eine Kalorie pro Grad Celsius über dem Gefrierpunkt, und 80 Kalorien werden benötigt um 1 g Schnee bei 0°C zu schmelzen).

Die Hauptursache für Schmelzen und damit der Schmelzmetamorphose ist Hitzeeintrag an der Schneeoberfläche. Strahlung und Konvektion tragen beide zur Schmelze, Evaporation und Sublimation bei. Jedoch ist Strahlung der Hauptproduzent freien Wassers in der Schneedecke. Durch Strahlung bildet sich freies Wasser mit zunehmender Geschwindigkeit. Wenn Schnee trocken und frei von Verunreinigungen ist, absorbiert er wenig Sonnenstrahlung. Mit zunehmender Feuchte wird mehr Sonnenstrahlung absorbiert und der Schmelzprozess nimmt zu. Im Tagesablauf erreicht der Wert am Nachmittag, zwischen 13:00 und 16:00 sein Maximum. Die größten Mengen an freiem Wasser werden in der Nähe von Felsen, Bäumen sowie Geländeeigenheiten, die Strahlung effizient aufnehmen und an den Schnee weiterleiten, gebildet. In Rinnen finden sich große Mengen an freiem Wasser, die mitunter auch Rinnsale unter der Schneedecke ausbilden können.

Aufgrund der Oberflächenspannung haften kleine Mengen freien Wassers an den abschmelzenden Eiskörnern (PERLA . MARTINELLI 1975). Im 3- Phasensystem von schwach feuchtem Schnee entziehen konkave Oberflächen entstehendes Schmelzwasser von den Oberflächen konvexer Eiskristalle. Dadurch bedingt entsteht in dieser Phase nie ein Flüssigkeitsfilm an den konvexen Oberflächen und die Phasengrenze zwischen den festen und gasförmigen Molekülen ist immer konvex (GUBLER 1999).



Abbildung 2.11: 3 Phasensystem s-f-g schwach feuchter Schnee

Das Kornwachstum ist, ähnlich wie bei trockenem Schnee über die Dampfphase, limitiert durch Dampfdiffusion. Da hier aber kein Temperaturgradient herrscht ist dies nur über den Kelvin-Effekt möglich. Bei großen Körnern sowie hoher Feuchte, wird der Radius rgf zwischen den einzelnen Körnern größer, der Kapillardruck pc sinkt und dadurch auch die Festigkeit sowie die Viskosität (Maß für die Zähflüssigkeit eines Fluids). Umgekehrt wird bei kleiner werdenden Körnern und geringer werdender Feuchte auch der Radius rgf kleiner. Der Kapillardruck pc steigt (Anpressdruck der Körner untereinander wird erhöht) und erhöht wiederum die Festigkeit sowie die Viskosität (GUBLER 1999). Bei Andauern des Schmelzprozesses beginnt freies Wasser in die Schneedecke zu fließen. Die Geschwindigkeit hängt dabei von der Struktur und Temperatur des Schnees sowie von der Menge des zur Verfügung stehenden Wassers ab (PERLA . MARTINELLI 1975). Das Auffüllen der Porenzwischenräume hat ein Nachlassen der Kapillarkräfte, und damit der Bindung zwischen den einzelnen Körnern, zur Folge. In Zusammenhang mit dem Aufweichen des Schnees verliert die Schneedecke an Festigkeit (siehe Abbildung 2.12) (GABL. 2000).



Abbildung 2.12: Schmelzumwandlung

Das freie Wasser fließt in der Schneedecke abwärts, bis es entweder an einer

kalten Schicht gefriert, oder von einer harten blockiert wird. Im zweiten Fall verteilt sich das Wasser über der harten Schicht und erodiert oder schmilzt kleine Kanäle frei. Das kann die Verbindung zweier Schneeschichten zerstören und eine Ursache für Lawinenabgänge im Frühjahr darstellen. Die Fließgeschwindigkeit freien Wassers ist sehr langsam, man spricht hier von Perkolation (PERLA . MARTINELLI 1975). Wenn die Schneetemperatur im Frühjahr in der gesamten Schneedecke nahe 0°C liegt, dann kann es durch tageszeitliche Schwankungen der Temperatur zu Prozessen kommen, die einerseits durch Schmelzvorgänge, andererseits durch erneutes Gefrieren gekennzeichnet sind. Man spricht dann von der "melt-freeze (MF) metamorphism" (PERLA . MARTINELLI 1975).

Kleine Eiskörner schmelzen aufgrund einer niedrigeren Schmelztemperatur früher als große. Geringe Mengen an Schmelzwasser werden zwischen benachbarten Eiskörnern festgehalten wodurch die verbleibenden Eiskörner durch Oberflächenspannung zusammengehalten werden. Wenn die Temperatur im Tagesverlauf wieder unter den Gefrierpunkt sinkt, gefrieren diese Verbindungen und es bilden sich aus den verbleibenden großen Eiskörnern so genannte Polykristalle ("polygranular units"). Weiters findet, ähnlich wie bei der aufbauenden Metamorphose, ein Transport von Dampf von den kleineren zu den größeren Eiskristallen statt. Nach mehreren Temperaturwechseln entstehen für die Schmelzmetamorphose typische Kristallformen wie zum Beispiel Faulschnee. Die Festigkeit einer Schicht, die durch Schmelzmetamorphose gebildet wurde, hängt stark von ihrer Temperatur und damit von dem Prozess, in dem sie sich befindet, ab. Während der Schmelzphase sind die Körner getrennt und werden nur durch Oberflächenspannung zusammen gehalten. Die Struktur dieser Schichte ist während dieser Phase extrem schwach beziehungsweise duktil. Erst bei erneutem Gefrieren gewinnt die Schneedecke wieder an Festigkeit bzw. Tragfähigkeit (Perla . Martinelli 1975).

### 2.5 Lawinen

#### 2.5.1 Lawinenklassifizierung

Eine Klassifizierung von Lawinen ist anhand ihrer Merkmale in den Zonen Anrissgebiet, Sturzbahn und Ablagerungsgebiet möglich (GUBLER 1999). Einen Überblick über die internationale Klassifikation von Lawinen gibt die Abbildung 2.13.

Laut Gubler (GUBLER 1999) sind die kennzeichnenden Merkmale während des Verlaufs eines Lawinenabganges voneinander unabhängig. Eine Staublawine kann somit ihren Ursprung sowohl in einer Lockerschneelawine als auch in einer Schneebrettlawine nehmen. Die Form des Anrisses hat somit wenig Einfluss auf die Bewegungsform einer Lawine. Weiters sind auch Mischformen möglich. Die Definitionen "Staublawinen mit Fliessanteil" sowie "Fliesslawinen mit Staubanteil" sind je nach überwiegender Komponente anzuwenden. Der Begriff der Grundlawine wird in der Tabelle 2.13 nicht angeführt, da eine Verknüpfung mehrerer Kennzeichen zu ihrer Definition führt: "eine nasse, mit Fremdmaterial durchsetzte Frühjahrslawine in meist runsenförmiger Sturzbahn" (GUBLER 1999).

Mit der Erfassung der Größenordnung der Ausdehnung beziehungsweise der Häufigkeit des Vorkommens einer Lawine wird die Klassifikation von Lawinen vollständig. Lawinen mit kleinen Mengen an Schneemassen, meist fließenden Bewegungsformen sowie hauptsächlich kurzen Sturzbahnen werden als so genannte Schifahrerlawinen oder Hanglawinen bezeichnet. Ihnen gegenüber stehen Katastrophenlawinen , die durch eine lange Sturzbahn, die mehrere Kilometer überschreiten kann, sowie durch große Schneemassen gekennzeichnet sind. Sie werden auch als Grosslawinen oder auch als Tallawinen bezeichnet. Die Auftretenswahrscheinlichkeit von solchen Schadensereignissen liegt durchschnittlich bei 10 - 30 Jahren, für sehr große Ereignisse ist sie mit 100 Jahren anzunehmen (GUBLER 1999).

Zone	Kriterium	Alternative Merkmale Bezeichnung		
	Form des Anrisses	Von einem Punkt ausgehend: Lockerschnee-lawine	Von einer Linie anreissend: Schneebrettlawine	
Anrissgebiet	Lage der Gleitfläche	Innerhalb der Schneedecke: <b>Oberlawine</b>	Auf der Boden- oberfläche: <b>Bodenlawine</b>	
	Feuchte des Lawinenschnees	Trocken: <b>Trockenschnee-lawine</b>	Nass: Nassschneelawine	
Sturzbahn	Form der Sturzbahn	Flächig: <b>Flächenlawine</b>	Runsenförmig: <b>Runsenlawine</b>	
	Form der Bewegung	Stiebend als Schnee- wolke durch die Luft: <b>Staublawine</b>	Fliessend, dem Boden folgend: <b>Fliesslawine</b>	
	Oberflächenrauhigkeit der Ablagerung	Grob: Grobe Ablagerung	Fein: Feine Ablagerung	
Ablage- rungsgebiet	Feuchte der Ablagerung	Trocken: Trockene Ablagerung	Nass: Nasse Ablagerung	
	Fremdmaterial in der Ablagerung	Fehlend: Reine Ablagerung	Vorhanden, (Steine, Erde, Aeste, Bäume): Gemischte Ablagerung	

Abbildung 2.13: Lawinenklassifikation

#### 2.5.2 Anbrucharten

Im Allgemeinen wird zwischen Lockerschneelawinen und Schneebrettlawinen unterscheiden, siehe dazu Abbildung  $2.14^{11}$ .



Abbildung 2.14: Formen der Anrisse; li: Schneebrettlawine; re: Lockerschneelawine

Lockerschneelawinen starten an der Schneedeckenoberfläche oder nahe darunter. Eine kleine Menge an kohäsionslosem Schnee (unter  $1m^3$ ) rutscht dabei abwärts und kann dabei eine zunehmende Menge an Schnee in Bewegung setzen. Die abgleitende Schneemasse hat dabei die Form eines umgekehrten V-förmigen Keils, ausgehend von einem punktförmigen Startpunkt. Lockerschneelawinen treten meist auf, wenn die Steilheit des Hanges den Reibungswinkel verschiedener Schneearten übersteigt. Der kritische Reibungswinkel hängt hier von der Temperatur, der Feuchtigkeit und der Form der einzelnen Schneekristalle ab. Neuschnee kann zum Beispiel in Hängen mit bis zu 50° liegen bleiben(PERLA . MARTINELLI 1975).

Der Ablauf des Versagens in einer Lockerschneeschicht, die unter einem Winkel auf einem Hang aufliegt, der größer als der Scherwinkel ist, kann in drei Abschnitte geteilt werden:

- Zu Beginn wird die Schichte durch einen natürlichen oder künstlichen Prozess gestört. Dies kann eine Überlastung, hervorgerufen durch das zusätzliche Gewicht von Neuschnee oder das eines Skifahrers, durch Vibration oder durch Kräfte aufgrund einer Explosion, geschehen. Meist geschieht dies aber durch eine Veränderung in der Schneedecke, wie Erwärmung einer Schichte, bis zum zu einem starken Abfall der Kohäsionskräfte.
- Im zweiten Teilschritt bricht ein kleines Stück der Schicht aus, wobei die Größe dieses Stücks üblicherweise die Größe eines großen Schneeballs besitzt.
- Im dritten Abschnitt kommt das Stück entweder unter einem neuen Scherwinkel zur Ruhe, oder es gibt seine Energie an die Schneemassen in seiner Sturzbahn weiter, wodurch eine Lawine zustande kommt.

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup>Abbildung aus: (KRONTHALER . ZENKE 2006)

Lockerschneelawinen können während des gesamten Winters vorkommen. Üblicherweise wird zwischen trockenen und nassen Lockerschneelawinen unterschieden, obwohl keine scharfe Abgrenzung zwischen diesen beiden Kategorien besteht (PERLA . MARTINELLI 1975).

Als Schneebrett bezeichnet man eine kohäsive Schicht aus Schnee, die auf einer weitaus dünneren Schicht von geringerer Festigkeit zu liegen kommt. Diese Zwischenschicht zwischen der Altschneedecke und dem Neuschnee ist Voraussetzung für das Zustandekommen einer Schneebrettlawine . Erreicht diese leicht verformbare Schicht eine ungestörte Ausdehnung von mehreren hundert Quadratmetern, so können sich Schneebretter mit Anrisshöhen von mehreren 10 cm ausbilden. Dabei wird sowohl die Scherfestigkeit und die Viskosität dieser Schwachschichten durch die Schneestruktur in dieser Schicht definiert (PERLA . MARTINELLI 1975).

Als charakteristische Schwachschichten gelten laut Gubler (GUBLER 1999) "eingeschneite Oberflächenreifschichten, dünne, stark aufgebaute Schichten unmittelbar unterhalb der Oberläche der Altschneeschicht, obere Grenzschicht (Wachstumsschicht) einer Tiefenreifschicht sowie kalter, flaumiger Neuschnee auf einer kalten, harten Altschneeoberfläche". Damit sich das Schneebrett überhaupt lösen kann, müssen sich die Brüche um das gesamte Schneebrett ausbreiten. Um die Begrenzung des Schneebrettes definieren zu können, wurden folgende Begriffe eingeführt:

- Anrissstirn (engl.: Crown surface): Die Bruchoberfläche oberhalb des Schneebrettes. Sie steht normalerweise senkrecht zum Hang und wird durch einen glatten, geraden Anriss gebildet.
- seitliche Flanken (engl.: Flank surface): Sie bilden die seitliche Begrenzung und sind oftmals sägezahnartig ausgebildet.
- Scherfläche (engl.: Bed surface): Die Hauptrutschfläche des Schneebrettes
- Stauchwall: Die Bruchoberfläche an der Unterseite des Schneebrettes. Sie ist oftmals schwer zu bestimmen, da sie normalerweise von den abrutschenden Schneemassen zerstört wird.

Der Bruch an der Anrissstirn kann sich über beträchtliche Distanzen ausdehnen, gegebenenfalls verbindet er mehrere kleinere Schneebretter und überspringt Rinnen sowie Kessel (PERLA . MARTINELLI 1975).

Schneebrettlawinen können in sehr unterschiedlichem Gelände entstehen. Die essentiellste Anforderung dafür ist Steilheit. Die größte Wahrscheinlichkeit für den Abgang eines Schneebretts ist gegeben, wenn die Steilheit des Untergrunds zwischen 30 und 45° Grad liegt (GUBLER 1999). Für Neigungen unter 30° reicht die Scherbeanspruchung meist nicht aus um einen Scherbruch zu bewirken. Bei Hängen mit mehr als 45° zeigt der Schnee die Tendenz nach und nach abzurutschen was die Bildung eines Schneebrettes verhindert (PERLA . MARTINELLI 1975).

Die Kurvatur eines Hanges hat Auswirkungen auf die Verteilung der Beanspruchung auf die Schneeoberfläche. Die Scherfläche der meisten Schneebretter ist hingegen meist planar. Die Bruchflächen an der Anrissstirn liegen überwiegend knapp unter einem Knick in der Geländeoberläche. Sie erhöhen die Beanspruchung in der Schneedecke meist nicht direkt, vielmehr haben sie Auswirkung auf die Art der Ablagerung von Schnee sowie der Verankerung der Schneedecke (PERLA . MARTINELLI 1975).

Gewöhnlich liegt die Dichte einer Schneebrettlawine zwischen 100 und 400  $kg/m^3$ . In den meisten Schneebrettern schwankt die Dichte jedoch zwischen der Schneeoberfläche und der Scherfläche beträchtlich. Die Dichte knapp über der Schrefläche beträgt meist das doppelte der Dichte an der Schneeoberfläche. Bei Schneebrettern, deren Anrissstirn eine Mächtigkeit von einem Meter übertrifft, liegt die durchschnittliche Dichte zwischen 200 und 300  $kg/m^3$ . Dieser Wert entspricht dem von Wind abgelagertem Neuschnee oder dem einer schon gesetzten Schneedecke (PERLA . MARTINELLI 1975).

## 2.5.3 Anbruchmechanismus von trockenen Schneebrettlawinen

Schneebrettlawinen beginnen mit einem Sprödbruch (Versagen) in der relativ dünnen Schicht unterhalb des Schneebrettes. Das dabei abrutschende Schneebrett zerbricht, in Abhängigkeit von der Kohäsionskraft und der Oberflächenrauhigkeit, in kleinere Blöcke. Die Größe des Schneebretts zu Beginn kann bis zwischen 100 und  $10000m^2$  betragen . Brüche pflanzen sich dabei sehr schnell fort, ihre Ausbreitung ist dabei abhängig von der Geometrie des Hanges, sowie der Verankerung des Schneebrettes (PERLA . MARTINELLI 1975).

Um ein Versagen in der Schwachschicht auszulösen, muss die Beanspruchung durch Scherung, welche durch die aufliegende Schneeschicht hervorgerufen wird, die Scherfestigkeit in einer Schwachzone lokal übersteigen, so dass die Deformationsrate (Formänderungsgeschwindigkeit) sowie die Deformation selbst (Größe der Verformungen) ansteigen. Diese kritische Deformationsrate kann sowohl durch künstliche Auslösemechanismen, wie zum Beispiel durch Sprengmittel oder einzelne Skifahrer hervorgerufen werden, als auch ohne künstliches Zutun auftreten (SCHWEIZER 1999).

Die Festigkeit einer Schneedecke, abhängig von der Schneeart (Dichte, Kornform, Textur), dem Zustand (Temperatur, Feuchte) sowie dem Spannungszustand (zum Beispiel Scheren), kann laut Gubler (GUBLER 1996) nicht durch eine Zahl angegeben werden. Um das Zustandekommen von trockenen Schneebrettlawinen erklären zu können, muss jedoch der Einfluss der Deformationsrate mit in Betracht gezogen werden. Sie bezeichnet die Geschwindigkeit, mit welcher die Deformation des Schnees erfolgt. Der Bruch des Schneegefüges tritt demzufolge erst auf, wenn die Deformationsrate einen kritischen Wert erreicht. Hier tritt auch die maximale Bruchkraft auf.



Abbildung 2.15: Maximal übertragbare Festigkeit in Abhängigkeit zur Deformationsgeschwindigkeit

Bei einer einaxialen Belastungsprobe eines Schneewürfels unter einer vorgegebenen Zusammendrückungsgeschwindigkeit, wird bei zu langsamer Kompression die Probe auch nach langer Zeit nicht versagen. Auch bei Steigerung der gemessenen Kraft durch Erhöhung der Zusammendrückungsgeschwindigkeit, wird kein Versagen beobachtet, da dies im Bereich der viskosen Verformung stattfindet, siehe dazu Abbildung 2.15<sup>12</sup>.

Der Übergang von einem duktilen Bruchverhalten zum Sprödbruch liegt bei einer Deformationsgeschwindigkeit von etwa  $1 * 10^{-3} s^{-1}$ . Dies gilt in etwa für kleine abgerundete Schneepartikel kleiner als 0.5mm. Für größere Körner liegt der Bereich des Übergangs bei  $1 * 10^{-4} s^{-1}$ . Hat sich eine Schneedecke schon gesetzt, und damit eine Dichte von mehr als 150 kg  $m^{-1}$  erreicht, dann erweitern sich die Versuchsproben während des Scherens und es tritt "Strainsoftening" auf. Strainsoftening bedeutet eine Abnahme der Belastung mit fortschreitender Deformation. Dies geschieht so lange, bis entweder ein Bruch eintritt, oder die Belastung ihre Eigenspannung (engl.: residual stress) erreicht (SCHWEIZER 1999).

Bei jedem erneuten Versuch mit einem Wert, der über der kritischen Deformationsrate liegt, sinkt die Festigkeit mit ansteigender Deformationsrate schlagartig ab. Hier erfolgt der Wechsel vom duktilen zum spröden Bruch (Sprödbruch) . Abhängig vom Bereich, mit dem die Deformation stattfindet, bewirkt eine gegebene Kraft nicht notwendigerweise ein Versagen der Probe (GUBLER 1996).

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup>Abbildung aus: (GUBLER 1996)

Die Verteilung der Neuschneemassen über der Schwachschicht, die Neigung des Hanges, die gesamte Mächtigkeit der Schneedecke, lokale Hindernisse sowie die Deformierbarkeit der einzelnen Schneeschichten üben Einfluss auf die Spannungsverteilung und Deformationen innerhalb der Schwachschicht aus. Die Deformationsrate, sowie die Deformation selbst, nehmen mit zunehmender Masse des Neuschnees zu. Dies örtliche Deformation hat ein Zusammenbrechen der Bindungen zwischen Schneekörnern und Kristallen zur Folge. Die Festigkeit der Schneedecke nimmt dadurch ab, die Deformierbarkeit steigt gleichzeitig lokal an. Durch die beträchtliche Deformationsrate innerhalb der Schwachschicht wird eine Neubildung von Bindungen weitgehend unterbunden. Dieser Vorgang kann über mehrere Stunden andauern. Lokale Störungen der Schwachschicht durch geringe Spannungen sind die Folge. Sind die noch erhalten gebliebenen Bildungen nicht mehr in der Lage, die Spannungen von dem Schneebrett auf die Altschneedecke zu übertragen, so wird das Gefüge aus Kristallen und Schneekörnen vollkommen zerstört. Bei diesem Vorgang werden Superschwachzonen gebildet (GUBLER 1996). Superschwachzonen (englisch: deficit zones; weak spot etc.) sind Bereiche, in denen die Scherbeanspruchung aufgrund der aufliegenden Schneemassen nicht unterstützt werden. (SCHWEIZER 1999). An den Rändern dieser Superschwachzonen entstehen durch die Scherspannungsspitzen zusätzliche Belastungen, siehe dazu Abbildung 2.16<sup>13</sup>.



Abbildung 2.16: Spannungsverteilung einer Superschwachschicht

Wenn die Deformation über den Spannungsspitzen einer Superschwachzone den kritischen Wert (abhängig von aktueller Deformationsrate) überschreitet, so pflanzt sich der Scherbruch längs der Schwachschicht fort. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Sprödbruches ist größer als die für einen duktilen Bruch (GUBLER 1983).

 $<sup>^{13}\</sup>mathrm{Abbildung}$  aus: (GABL . 2000)

Diese rasche Bruchfortpflanzung des Primärbruches (Scher- oder Sprödbruch) längs der Schwachschicht kann auch in jenen Zonen der Schwachschicht stattfinden, in denen ein Initialbruch durch erhöhte Stabilität ausgeschlossen ist. Ein Sekundärbruch an der Anrissstirn kommt zustande, wenn die Zugkräfte parallel zum Hang die Zugfestigkeit des Schneebrettes erreichen. Der Sekundärbruch ist hierbei ein Zugbruch (GUBLER 1996). Danach folgen sägezahnförmige, hangsenkrechte Zugbrüche, die die Anrisslinien bilden. Am unteren Ende der Scherbruchausbreitung erfolgt schließlich ein Druckbruch und das Schneebrett setzt sich in Bewegung (GUBLER 1983).

Beschränkt wird die Ausdehnung einer Schneebrettlawine durch:

- die Ausdehnung der Schwachschicht
- die Zugfestigkeit der abrutschenden Schicht,
- die Hangneigung,
- und die lokale Abstützung der Schneedecke.

#### 2.5.4 Anbruchmechanismus nasser Schneebrettlawinen

Nasse Schneebrettlawinen können durch Belastung, ausgehend von neuem Niederschlag (Regen), durch Veränderung der Festigkeit einer Schicht innerhalb der Schneedecke durch Wasser, oder Schmierung einer Oberfläche (teilweise oder ganz wasserundurchlässig) durch Wasser zustande kommen. In den letzten beiden Fällen kann Wasser zusätzlich durch Schmelzprozesse oder Regen hinzu kommen. Wenn die Bodenoberfläche selbst die Gleitschicht darstellt, so kann geothermale oder gespeicherte Wärme die Produktion von Wasser unterstützen. Bei einem Regenereignis auf trockenen Schnee, kommt es meist durch die zusätzliche Belastung (Gewicht) durch den Regen zum Auslösen eines Schneebretts. Wenn das Wasser eine Schwachschicht erreicht, verringert sich die Festigkeit dieser Schichte mit zunehmendem Wassergehalt. Weiters hat die Struktur nassen Schnees Einfluß auf die Festigkeit (MCCLUNG . SCHAERER 1993). Erreicht das Wasser eine undurchlässige Grenzschicht in der Schneedecke, oder den Boden selbst, so vermindert sich die Reibung und ein Abbrechen des Schneebretts kann ausgelöst werden. Ist ein gewisser Gehalt an Wasser an einer glatten Oberfläche, wie Fels oder langem Gras, vorhanden, dann wird die Reibung vermindert und die Geschwindigkeit, mit der sich die Schneedecke abwärts bewegt, nimmt gleichzeitig zu. Einerseits ist dafür die abnehmende Viskosität des Schnees nahe der Grenzschicht verantwortlich, was eine leichtere Verformung der Schneedecke durch die Hindernisse des Untergrundes zur Folge hat, andererseits kann das Wasser sämtliche Unebenheiten der Oberfläche abschmelzen, so dass sich die Schneedecke ungehindert bewegen kann. Wenn dadurch

die Reibung herabgesetzt wird, muss die Schneedecke die zusätzliche Belastung oberhalb dieser Zone aufnehmen. Dadurch bildet sich meist ein Zugbruch. Dieser beginnt am Untergrund und pflanzt sich rechtwinkelig zur Gleitfläche fort. Erreicht dieser Zugbruch die Schneeoberfläche, so bilden sich Risse aus (Fischmäuler). Ein Abgang des Schneebretts kann unmittelbar oder auch erst einige Tage später stattfinden. Für die Ausbildung eines Zugbruches muss eine Zunahme der Geschwindigkeit (Differenz der Geschwindigkeiten) in der Richtung der Sturzbahn gegeben sein. Dies ist an Hängen mit einer Veränderung der Kurvatur der Fall, sowie auch bei Änderungen der Oberflächenrauhigkeit (MCCLUNG . SCHAERER 1993).

# 3 Methoden der künstlichen Lawinenauslösung

Besteht auf Grund der aktuellen Lawinengefahr eine potentielle Gefährdung für das zu sichernde Gebiet, so kann mittels künstlicher Auslösung der Lawinen durch Sprengung eine temporäre Sicherung des jeweiligen Abbruchgebietes, sowie der Sturzbahn als auch des Ablagerungsgebietes, erfolgen. Gubler (GUBLER 1983) definiert den Begriff der temporären Sicherung dadurch, dass "potentiell gefährdete Gebiete für eine bekannte, begrenzte Periode als Zonen mit zumindest stark vermindertem Lawinenrisiko betrachtet werden können". Das Risiko eines Lawinenabganges kann dabei jedoch nicht vollständig ausgeschlossen werden. Das Restrisiko wird von der Nutzungsart des zu sichernden Gebietes bestimmt.

Zusatzbelastungen auf die Schneedecke durch künstliche Einwirkungen erhöhen die lokalen Spannungen in der Schneedecke. Da diese aber nur bis zum Grenzzustand aufgenommen werden können, kommt es bei Überschreiten dieser zu einem Versagen des Schneegefüges. Durch dieses Versagen kommt es in der Schneedecke zu lokalen Initialbrüchen, siehe Abschnitt 2.5.3.

Eine ortsgenaue Voraussage des Initialbruches ist auf Grund starker Inhomogenitäten der Verhältnisse zwischen Spannung und zugehöriger Festigkeit nicht möglich. Eine Detonation, die mehrere 10m entfernt stattfindet, wie auch die Belastung durch einen einzelnen Skifahrer, sowie die zusätzliche Belastung durch ein Niederschlagsereignis, verursacht, im Vergleich zu der schlagartigen Spannungssteigerung wie sie bei der Fortpflanzung eines Bruches zu beobachten ist, nur eine allmähliche Spannungszunahme. Die Bruchfestigkeit, welche durch einen Initialbruch überwunden werden muss (langsame Spannungssteigerung), liegt damit weit über dem Wert, der einer Bruchfortpflanzung entgegen wirkt.

Weiters sind die in der Schneedecke auftretenden, natürlichen Spannungen um ein vielfaches größer, als die durch künstliches Zutun verursachten Spannungen (GUBLER 1983). Eine Auslösung ist nur an vereinzelten Stellen möglich, welche gewöhnlich nicht vorausgesagt werden können.

Durch Sprengung erzeugte Druckwellen sollten daher alle Bereiche der Anrisszone erfassen, um eine zusätzliche Belastung möglicher Schwachstellen zu gewährleisten (GUBLER 1996).

# 3.1 Sprengmethoden

### 3.1.1 GAZEX



Abbildung 3.1: Funktionstest einer GAZEX Anlage

Eine GAZEX Anlage, siehe Abbildung 3.1<sup>1</sup>, dient der temporären Sicherung durch vorbeugende Lawinenauslösung. Die Explosion eines Gas-Sauerstoff-Gemisches wird durch einen Zündbefehl initiiert, der über Funk oder GSM (Global System for Mobile Communications) verschlüsselt an ein bestimmtes Zündrohr gesendet wird.

Die Anlagenteile einer GAZEX Anlage bestehen aus

- einer Zentraleinheit am Computer
- einem Container, der die Ausgleichsbehälter, die Sauerstoff- und Propanflaschen, die Empfangseinheit der Funksteuerung und Wettermessinstrumente enthält,
- und den Zündrohren in den Größen 0,8  $m^3$ , 1,5  $m^3$ , 3,0  $m^3$  sowie 4,5  $m^3$ .

Durch elektro-pneumatische Steuerung werden Ventile geöffnet. Propangas sowie Sauerstoff strömen nun in voneinander getrennten Leitungen zum jeweiligen Zündrohr. Die Einströmzeit erfolgt nach einer vordefinierten Einstellung. Danach schließen die Hauptventile und das Zündrohr ist vollständig mit einem Gas Sauerstoff Gemisch in der Zusammensetzung von 5/6 Sauerstoff und 1/6 Gas gefüllt. Druckabfall in der Sauerstoffzuleitung zum Zündrohr aktiviert eine spezielle Zündvorrichtung, die sich direkt am Zündrohr befindet. Durch zwei Zündkerzen werden über einen Zeitraum von jeweils vier Sekunden Zündfunken erzeugt, die das Gas-Sauerstoff-Gemisch umsetzen (INTERFAB 2008).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Abbildung zur Verfügung gestellt von der Firma Interfab (INTERFAB 2008)
### Wirkung auf die Schneedecke

Auf Grund der Krümmung am vorderen Ende des Zündrohres kommt es zu folgenden Auswirkungen auf die Schneedecke (siehe dazu auch Abbildung 3.2):

- Direkte Druckwirkung auf den Schnee in einem Winkel von etwa 30°; Durch diese Druckwirkung wird die Schneedecke Richtung Tal gedrückt.
- Parallel dazu erfolgt die Wirkung der GAZEX Anlage auf die Schneedecke durch das Entstehen einer Schockwelle. Diese ist durch eine Überdruckphase mit anschließender Unterdruckphase, vergleiche Abschnitt 3.2.3, gekennzeichnet. Der Überdruck komprimiert die Schneemassen, der Unterdruck "hebt die Schneemassen ab" und lässt sie somit nach unten gleiten. Der Überdruckradius variiert in Abhängigkeit von der Größe des Zündrohres zwischen 30 und 90 Metern.
- Indirekte Auswirkung auch auf die angrenzende Schneedecke.

Das Schließen der Hauptventile im Gas Zulauf aktiviert weiters ein Seismophon, mit dem die Erschütterung in der Erde gemessen werden kann. Durch eine graphische Darstellung kann überprüft werden, ob eine Zündung des Gas-Gemisches stattgefunden hat. Bei Auslösung einer Lawine kann dies ebenfalls erkannt werden, da diese ebenfalls seismische Signale aktiviert.



Abbildung 3.2: Schockwelle einer GAZEX Anlage

### Standortwahl

Bei der Standortwahl muss der Hangneigung eine bedeutende Rolle beigemessen werden. Sie sollte im Bereich von etwa 60-120% ( $27-54^{\circ}$ ) liegen. Bei einer stärkeren Neigung kommt es meist nicht zum Einsatz künstlicher Auslöseverfahren, da sich Neuschneemassen hier spontan ablösen.

Ein weiterer Punkt, der die Standortwahl maßgeblich beeinflusst, ist der Untergrund beziehungsweise seine Rauhigkeit. Grashänge erleichtern eine künstliche Auslösung, Geröll erschwert sie. Große Unebenheiten in der Topographie stellen ebenfalls ein Hindernis dar, da die Druckwelle unterbrochen beziehungsweise abgeschwächt werden kann.

Eine Auslösung der Zündrohre erfolgt bei einem Neuschneezuwachs von 15 – 20 cm. Dies ist allderdings abhängig von der Art des Neuschnees beziehungsweise dessen Wassergehalt. Trockener Schnee erleichtert eine Auslösung, da eine Bindung mit der Altschneedecke nicht so schnell von Statten geht wie bei feuchtem Schnee. Weitere Faktoren sind die Bodentemperatur (Grundlawinen im Frühjahr), der Schneedeckenaufbau sowie die Sonneneinstrahlung.

Der Auslösebereich schwankt, in Abhängigkeit von der Wahl der Zündrohre sowie der Schneehöhe, zwischen 80 - 260 Metern (INTERFAB 2008).

### Vorteile GAZEX

Die Auslösung von Lawinen durch Gas-Sauerstoff-Gemische ist wirkungsvoller als Sprengstoff. Sie ist bei jedem Wetter ohne Risiko für den Bediener vom Computer aus in sehr kurzen Auslösefolgen (2 - 3 Minuten) möglich. GAZEX Systeme zeichnen sich weiters durch eine gute Integration in ihre Umgebung sowie geringen Betriebskosten von in etwa 6 - 20 Euro pro Zündrohr (in Abhängigkeit von der Größe des Zündrohres) aus (INTERFAB 2008).

### 3.1.2 Zu erwartende Sprengerfolge

Je häufiger ein Absprengen auf unbefahrenen Hängen erfolgt, desto geringer ist das Risiko eines großen, unerwarteten Lawinenabgangs. Regelmäßiges Sprengen erhöht die Anzahl der Lawinen drastisch, jedoch nimmt die durchschnittliche Große stark ab (PERLA . MARTINELLI 1975).

# 3.2 Wellenausbreitung in der Schneedecke

In der Schneedecke kommen sowohl Luftdruckwellen, welche sich im Porenzwischenraum ausbreiten, als auch Kompressionswellen (engl.: dilatational waves) sowie Scherwellen (engl.: shear stress waves) vor (JOHNSON 1982).

### 3.2.1 Ausbreitung von Zug- und Druckwellen

Ein schnell erzeugter Impuls von Zug oder Druck pflanzt sich als elastische Welle fort, sofern die Amplitude kleiner als die Zug- oder Druckfestigkeit des Materials bleibt (MELLOR 1977). Die Welle wird mit zunehmender Distanz abgeschwächt, abhängig von geometrischen Faktoren sowie dissipativen Prozessen, welche oft als innere Reibung bezeichnet werden.

Die Geschwindigkeiten der elastischen Kompressionswellen  $(v_p)$  und der elastischen Scherwellen  $(v_s)$  hängen von der Elastizitätskonstante, sowie der Schüttdichte (engl.: bulk density) ab, siehe dazu Abbildung 3.3<sup>2</sup>.



Abbildung 3.3: Geschwindigkeiten elastischer Wellen in Abhängigkeit von der Schneedichte

In einem unendlichen Medium ergeben sich die Geschwindigkeiten aus:

$$v_p = \left[\frac{E(1-v)}{\rho(1+v)(1-2v)}\right]^{1/2},$$
(3.1)

sowie

$$\upsilon_s = \left[\frac{E}{2\rho(1+\upsilon)}\right]^{1/2},\tag{3.2}$$

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Abbildung aus (MELLOR 1977)

wobei E den Elastizitätsmodul (engl.: Young's modulus) bezeichnet, v die Querdehnungszahl <sup>3</sup> oder auch Poissonzahl (engl.: Poisson's ratio) und  $\rho$  die Dichte. Nachdem der Elastizitätsmodul selbst stark von den Werten der Dichte abhängt, genügt es die Werte der Geschwindigkeit in direkten Zusammenhang mit der Schneedichte zu bringen. Weiters schwankt die Geschwindigkeit auch mit den verschiedenen Kornstrukturen des Schnees. Im Verlauf einer Setzungsperiode sind der Elastizitätsmodul und v Änderungen unterworfen. Sie steigen mit der Ausbildung von Brücken zwischen den einzelnen Schneekörnern, die sich mit fortschreitender Zeit bilden. Sie nähern sich asymptotisch den Grenzwerten in Abbildung 3.3 an.

Zusätzlich zu den Raumwellen überträgt eine Begrenzungsfläche auch Rayleigh Wellen<sup>4</sup> (Oberlächenwelle).

Die Geschwindigkeit einer Rayleigh Welle in Schnee  $(v_R)$  ist geringer als die Geschwindigkeit der Scherwellen  $(v_s)$ , das Verhältnis  $(v_R)/(v_s)$  nimmt mit der Abnahme von v ab. Sie liegt für dichten Schnee etwa 7% unter dem Wert für Scherwellen (MELLOR 1977).

In einem isotropen Medium werden elastische Wellen durch viskose Dämpfung und durch geometrische Ausbreitung abgeschwächt.

Unter Einwirkung eines starken Kompressionsimpulses (engl.: compressive impulse), der die Bruchfestigkeit von Schnee übersteigt, wird eine plastische Welle unelastischer Verformung erzeugt. Die Wellenfront einer plastischen Welle pflanzt sich mit geringer Geschwindigkeit fort. Ihr geht eine schnellere, elastische Welle kleiner Amplitude voraus, die sich in ungestörtem Material mit Schallgeschwindigkeit bewegt. Plastische Wellen erfahren eine starke Abschwächung mit zunehmender Distanz von ihrem Ursprung.

### 3.2.2 Ausbreitung akustischer Wellen

Um eine Ausbreitung akustischer Wellen beschreiben zu können, hat Biot ((BIOT 1956a), (BIOT 1956b)) die Schneedecke als ein poröses Material mit einem elastischen Skelett, welches mit einem komprimierbaren, viskosen Fluid (Luft) gesättigt ist, definiert (JOHNSON 1982, S. 49). Eine Anwendung dieses Modells lässt auf die

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Querdehnungszahl: "Die Querdehnungszahl gibt das Verhältnis von Querdehnung zu Längsdehnung für isotropes Material und für einen einachsialen Spannungszustand an"; Die "Querdehnungszahl ist eine Materialkonstante; sie gestattet die Berechnung des Schubmoduls aus dem Elastizitätsmodul." Definition aus http://www.bauwerk-verlag.de/baulexikon/index.shtml?QUERDEHNUNGSZAHL.HTM

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Für eine nähere Beschreibung der Rayleigh Wellen siehe Kapitel 6

Existenz zweier verschiedener Kompressionswellen und einer Scherwelle im Schnee schließen. Die zwei Kompressionswellen sind nicht aneinander gekoppelt, jedoch weisen sie eine "gekoppelte" Bewegung zwischen der Luft und dem Eisgerüst der Schneedecke auf.

Die Eigenschaften der akustischen Wellenausbreitung in Schnee werden durch die Phasengeschwindigkeiten und die Abschwächungscharakteristika der drei Wellentypen, sowie der Wellenimpedanz von Schnee charakterisiert. Die Wellenimpedanz ist das Verhältnis zwischen Druck und der dazu normalen Partikelgeschwindigkeit an einem bestimmten Punkt an der Oberfläche einer Probe. Sie stellt eine Materialkonstante dar, und ist unabhängig von der Position in einem homogenen, isotropen Material (JOHNSON 1982).

Kompressionswellen der ersten Art, sowie auch Scherwellen, sind mit zunehmender Entfernung nur wenig streuend und erfahren nur geringe Abschwächung. Ihre Phasengeschwindigkeiten nehmen mit zunehmender Frequenz und Schneedichte zu. Weiters hängt die Abschwächung der Amplitude von der Länge der zurückgelegten Strecke, der Dichte und der Luftdurchlässigkeit ab. Die Schwächungskoeffizienten nehmen mit ansteigender Frequenz zu. Ausserdem steigen sie, bei gegebener Frequenz, mit abnehmender Schneedichte und Luftdurchlässigkeit im Bereich der niedrigen Frequenzen.

Bei sehr hohen Frequenzen bewirkt eine Abnahme der Permeabilität ein Ansteigen der Schwächungskoeffizienten (bei gegebener Frequenz).

Im Gegensatz dazu werden Kompressionswellen der zweiten Art stärker abgeschwächt. Ausserdem streuen sie weit stärker als die Kompressionswellen erster Art. Ihre Phasengeschwindigkeiten nehmen mit ansteigender Frequenz zu, sinken jedoch bei größer werdender Schneedichte. Die Abschwächung der Amplitude steigt mit ansteigender Frequenz und Dichte, sowie mit sinkender Durchlässigkeit (JOHNSON 1982).

Die von einer Sprengladung ausgehenden Luftdruckwellen werden an der Grenzfläche zwischen Luft und Schnee sehr stark abgeschwächt. Akustische Energie wird hier von der Luft in die Schneedecke abgegeben. Mit zunehmender Entfernung von der Grenzfläche Luft/Schnee nimmt die Abschwächung jedoch ab (JOHNSON 1982).

Messungen der Wellenimpedanz von Schnee in verschiedenen homogenen Schneeschichten beweisen die stark absorbierenden Eigenschaften von Schnee. Von den niedrigen Impedanzwerten lässt sich auf die Dämpfungswerte schließen. Die akustischen Eigenschaften von Schnee sind stark abhängig von den Eigenschaften des luftgefüllten Porensystems (JOHNSON 1982).

### 3.2.3 Wirkung einer Detonation auf die Schneedecke

Die Auswirkungen von Sprengungen können Lawinen auf verschiedene Arten auslösen. Entstehung und Ausbreitung zusätzlicher Spannungen im umliegenden Material sind die Folgen. Dabei beeinflussen Sprengstoffart, Medium, in dem sich die Störung ausbreitet, Entfernung vom Sprengpunkt und Versuchsgeometrie die Ausbildung der verschiedenen Typen von Störungen. (GUBLER 1976). Besitzt ein Sprengstoff eine Brisanz von mehr als 1000m/s, spricht man, im Gegensatz zu einer Explosion (Abbrenngeschwindigkeit kleiner als 1000m/s), von einer Detonation (GUBLER 1976). In unmittelbarer Nähe einer Detonation kommt es zur Ausbildung einer Schockwelle, welche sich mit anwachsender Entfernung zunächst in eine Stosswelle und schließlich in eine akustische Druckwelle umwandelt (GUBLER 1983).

Bei der Schockwelle verändert sich die Verschiebungsgeschwindigkeit im Material (Schallschnelle) "annähernd diskontinuierlich" (GUBLER 1976). Als Stosswelle bezeichnet man laut Gubler (GUBLER 1983) eine "elastische Welle großer Amplitude". Zusätzlich sind die resultierenden Dichte- und Temperaturänderungen vergleichbar mit Dichte und Temperatur vor der Stosswellenfront. Die resultierende Erwärmung sowie die Verdichtung haben aufgrund einer momentanen Veränderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit ein Aufsteilen der Welle zur Folge (GUBLER 1976). Eine akustische Druckwelle ist durch eine kleine Amplitude gekennzeichnet. Die Verschiebungsgeschwindigkeit ist im Vergleich zur Ausbreitungsgeschwindigkeit von geringem Ausmaß (GUBLER 1976).



Abbildung 3.4: Wirkung einer Detonation auf die Schneedecke

Sowohl in der Schneedecke als auch im Boden pflanzen sich diese Einwirkungen als Verschiebungswellen fort.

Wachsen die Amplituden auf einen kritischen Wert an, dann bildet sich eine Kraterzone aus, das Schneegefüge wird auf Dauer verformt oder zerstört (GUBLER 1983). Dabei bildet sich eine plastische sowie eine elastische Wellenfront aus, wobei die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elastischen Wellenfront über der der plastischen Wellenfront liegt (GUBLER 1976). Poröse Materialien wie Schnee sind stark Energie absorbierende Medien. Die Attenuation der Schockwellen, die von einer Sprengung ausgehen, ist stark ausgeprägt. Dabei wird ein Großteil der Energie bereits in der Kraterzone absorbiert. Sprengladungen, die oberhalb der Schneeoberfläche gezündet werden, erzeugen eine Schockwelle großen Drucks (GUBLER 1977).

#### Zündung oberhalb der Schneedecke

Der Sprengpunkt (Positionierung der Sprengladung) hat maßgeblichen Einfluss die Ausbildung der Amplituden der Verschiebungs- und Druckwellen (GUBLER 1983). Bei einer Positionierung der Sprengladung oberhalb der Schneedecke bildet sich bei der Detonation eine Schockwelle in der Luft aus, die allerdings meist sehr bald in eine Stosswelle umgewandelt wird. Sie geht ebenfalls bald in eine akustische Welle über (GUBLER 1977, S. 9). Diese Luftdruckwelle (akustische Welle), welche sich oberhalb der Schneedecke ausbreitet, wird durch eine Überdruckphase mit anschließender Unterdruckphase (N-Welle) gekennzeichnet (GUBLER 1983). Ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit (Nulldurchgang der Stoss- bzw. N-Welle <sup>5</sup>) entspricht in etwa der Schallgeschwindigkeit. Die Amplitude der Druckwelle (N-Welle) nimmt mit größer werdender Wellenfrontfläche und durch dissipative Prozesse sowie der Energieabgabe an die Schneedecke ab (GUBLER 1976).

### Zündung unterhalb der Schneeoberfläche

Sprengungen unterhalb der Oberfläche der Schneedecke (Mächtigkeit max 2m) produzieren ebenfalls N förmige Wellen die sich oberhalb der Schneedecke ausbreiten. Allerdings sind ihre Spitzendrücke (engl.: peak pressures) um 1-2 Größenordnungen niedriger. Die Amplitude erreicht ihr Maximum jedoch immer nach dem Eintreffen der N-Welle.

Neben der Druckwelle selbst, können auch die Wellenamplitude wie auch die Frequenz abgeschwächt werden. Sie sind stark von der Energiezerstreuung innerhalb von Schnee oder Luft sowie von Kopplungsverlusten (engl.:coupling losses), beispielsweise zwischen Luft und Schnee, beeinflusst.

Die Energieabgabe von der Sprengladung auf die Schneedecke wird durch die

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>aus (GUBLER 1977)

Impedanzanpassung charakterisiert. Eine bessere Impedanzanpassung bedeutet dabei eine bessere Energieübertragung. Sie ist, wie auch die Verdämmung der Ladung in der Schneedecke, sehr gering. Die Abschwächung der sich ausbreitenden Wellen mit zunehmender Entfernung von ihrem Ursprung, nimmt hingegen einen sehr hohen Wert an (GUBLER 1983).

### Verschiebungsgeschwindigkeit

Messungen der bei einer Sprengung auftretenden Verschiebungsgeschwindigkeit  $v_s$  in Abhängigkeit von der Position der Ladung relativ zur Schneedecke (engl.: displacement velocity), durchgeführt von Gubler (GUBLER 1977), belegen, dass die Maxima der Amplituden durch Sprengungen auf oder knapp oberhalb der Schneeoberfläche erreicht werden, siehe dazu Abbildung 3.5, sowie 3.6<sup>6</sup>.



Abbildung 3.5: Verhältnis der Verschiebungsgeschwindigkeit als Funktion der Ladungsposition zu der Verschiebungsgeschwindigkeit für Sprengungen 1m über der Schneeoberfläche;  $s \ge 10m$  und Schneemächtigkeit  $h_s = 1 - 2m$ 

Die Amplitude des Signals der Verschiebungsgeschwindigkeit  $v_s$ <sup>7</sup> ist dabei bei trockenem Schnee nur von der Schneedichte abhängig. Höhere Dichten erzeugen größere Signale.

Beim Zünden von Sprengsätzen oberhalb der Schneeoberfläche brachte eine Steigerung der Detonationsgeschwindigkeit  $v_0$  von 2000m/s auf 7000m/s eine Erhöhung

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>Abbildungen aus (GUBLER 1977)

 $<sup>^{7}</sup>v_{s}$  bezeichnet hier die Verschiebungsgeschwindigkeit, und nicht, wie in Kapitel 3.2.1, die Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Scherwellen.



Abbildung 3.6: Verschiebungsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Distanz s vom Sprengpunkt für verschiedene Ladungspositionen

des  $v_s$ -Signals um den Faktor 2. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten im Schnee  $v_{0S}$  sind dabei abhängig von der jeweiligen Amplitude. Bei nassem Schnee verringert sich der Wert von  $v_{0S}$  von 1000m/s (für Abstand s vom Sprengpunkt = 10m) auf ungefähr 750m/s (für s = 20m), wobei das Mittel bei  $830m/s \log^8$ .

Die sich oberhalb der Schneedecke ausbreitenden N-förmigen Luftdruckwellen zeigen dabei eine annähernd äquivalente Abhängigkeit von d (Lage der Sprengladung relativ zur Schneeoberfläche) (GUBLER 1977).

Die Luftdruckwellen, die sich im Porensystem der Schneedecke ausbreiten (JOHNSON 1982), erzeugen durch Einwirkung auf das Eisskelett der Schneedecke Zusatzkräfte. Diese können bei Überlagerung mit den natürlichen Spannungen ein Versagen der Schneestruktur hervorrufen (GUBLER 1983). Bei trockenem Schnee dringt die N-Welle unverändert in die Schneedecke ein, wohingegen in nassem Schnee, dessen Porensystem teilweise mit Wasser gefüllt ist, die N-Welle stark abgeschwächt wird (GUBLER 1977, S. 427).

Bei Eindringen der N-Wellen in die Schneedecke wird das Eisgefüge durch Reibung der sich im Porensystem ausbreitenden Luft in Schwingung versetzt (GUBLER 1976, S. 10), siehe dazu Abbildung 3.7 <sup>9</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup>Werte beziehen sich auf die Tests von Gubler (GUBLER 1977)

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup>Abbildung aus (GUBLER 1976, S. 11)



Abbildung 3.7: Wirkung einer N-Welle auf das Eisskelett der Schneedecke

#### Zündung innerhalb der Schneedecke

Bewirkt die Zündung des Sprengsatzes innerhalb der Schneedecke die Ausbildung eines Kraters, wodurch es auch zu einer direkten Wirkung der Detonation auf die Luftschicht oberhalb der Schneeoberfläche kommt, so kommt es ebenfalls zur Ausbildung von N förmigen Wellen. Diese sind allerdings schwächer ausgebildet. In der Kraterzone breitet sich eine plastische Wellenfront aus. Dadurch kommt es zu einer destruktiven Deformation der Schneedecke. Diese plastische Welle erfährt jedoch eine starke Dämpfung, ihre Reichweite legt dabei den Radius der teilweisen Bruchzone  $r_e$  fest. Ausserhalb dieser Deformationszone pflanzt sich die Störung infolge der Detonation als "quasielastische Verschiebungswelle" fort. Ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $v_{OS}$  liegt dabei über dem Wert der Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $v_{OI}$  in der Luft. Sie ist charakteristisch für unterschiedliche Schneearten (GUBLER 1976, S. 11).

Unabhängig von der Sprengpunktlage werden bei der Detonation seismische Wellen im Untergrund verursacht. Insbesondere gilt dies aber bei Sprengungen direkt auf dem Boden. Die Wirkung dieser Wellen auf die Schneedecke überlagert sich dabei mit den Auswirkungen der auf das Porensystem abgegebenen Energie durch die sich oberhalb der Schneeoberfläche fortpflanzenden N-Welle, sowie mit der Energie, die durch die Verschiebungswelle in die Schneedecke abgegeben wird (GUBLER 1976, S. 12), siehe dazu Abbildung 3.8<sup>-10</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup>Abbildung aus (GUBLER 1976, 12)



Abbildung 3.8: Gefügebeschleunigung

Medium der Wellenfort- pflanzung	Wellentyp	Wirkungen auf die Schnee- decke (Zusatzspannungen)	Bemerkungen
Schneedecke	Longitudinal- und Transversalwellen (Oberflächenwellen)	Dehnungen im Eisgefüge	Longitudinalwelle erzeugt we- sentlichen Anteil der Zusatz- spannungen bei guter Verdäm- mung der Ladung in der Schnee- decke für Abstände kleiner als 10 m von der Sprengstelle.
Boden	seismische Oberflä- chenwellen, Trans- versalwellen	Rückwirkung auf die Schneedecke oft über lockere Basisschichten und Vegetation. Beitrag im allgemeinen vernach- lässigbar. Dehnungen im Eisgefüge	Einkopplung der Spannungswelle in den Boden an der Spreng- stelle schlecht. Dämpfung im Boden verhältnismässig klein, d.h. grosse Reichweite,de- her bei sehr kleinen natürli- chen Stabilitäten (allgemeine, grosse Lawinengefahr) wirksam (Fernauslösung).
Luft	Stosswelle, N- Welle	Wirkung über das Porensystem der Schneedecke auf das Eisge- füge (gedämpfte Eigenschwingun- gen im Porensystem begrenzt durch Boden und Schneeoberfläche möglich). Dehnungen im Eisgefüge.	Dominanter Anteil bei Schnee- höhen kleiner als 2 m (Ladungs- dotation mind. 1 kg) für alle Ladungspositionen (Kraterbil- dung vorausgesetzt) und Abstän- de vom Sprengpunkt grösser als 10 m.

Abbildung 3.9: Wirkung der Wellentypen auf die Schneedecke

Die Ausbreitung der seismischen Wellen im Untergrund ist nur bei Positionierung der Sprengladung unterhalb der Schneedecke in Betracht zu ziehen . Einen Überblick über die auftretenden Wellentypen und ihre Auswirkungen gibt Abbildung 3.9 aus (GUBLER 1983).

Als Wirkungszone wird jener Bereich definiert, in dem die Zusatzspannungen ein bestimmtes Mindestmaß erreichen. Um eine Auslösung der Lawine zu erreichen, muss die Festigkeit innerhalb dieser Wirkungszone durch die Kombination der bereits vorhandenen Spannungen (Gewicht der Schneedecke) und der zusätzlichen Belastung durch die Sprengung überschritten werden . Die Positionierung der Sprengladungen muss entsprechend abgeschätzt und gewählt werden, damit eine Erfassung des gesamten Anrissgebietes gewährleistet werden kann (GUBLER 1983).

# 4 Überblick über Lawinensimulationsmodelle

Lawinenbewegungen werden auf Grund ihrer potentiellen Bedrohung von Siedlungsräumen und um mehr Informationen über ihre mögliche Auswirkung zu erlangen möglichst realitätsnah simuliert. Diese Simulationen liefern Werte u.a. über Geschwindigkeiten, Geschwindigkeitsprofile, Auslauflängen sowie Druck und Druckverteilungen. Diese werden in der Gefahrenzonenplanung sowie im Katastrophenmanagement berücksichtigt. Weiters liefern sie wichtige Daten, die der Dimensionierung von Ablenk- sowie Bremsverbauungen dienen (SCHMIDT . 2005).

# 4.1 Statistische Modelle

Um die Problematik, die eine Kalibrierung von physikalisch orientierten Lawinenmodellen mit sich bringt, die mit (oft mangelhaften) Daten aus Beobachtungen und Messungen durchgeführt wird, entwickelten Lied und Bakkehoi (LIED . BAKKEHOI 1980) ein Modell, das eindeutig identifizierbare Parameter der Topographie darstellt, und auf deren Analyse beruht. In Betracht gezogen werden dabei folgende Daten (KLEEMAYR 1996):

- Die Neigung des Anbruchsgebietes,
- das durchschnittliche Gefälle der Sturzbahn ,
- die Höhe der Sturzbahn der Lawine,
- und das durch die zweite Ableitung der Ausgleichsparabel ausgedrückte Längsprofil der Lawine.

Ihre Verwendung finden statistische Verfahren in der Planung der Gefahrenzonen. Dabei werden tatsächlich stattgefundene Lawinenereignisse miteinander verglichen. Statistische Modelle bringen jedoch in ihrer Anwendung gewisse Probleme mit sich. Weichen Lawinenbahnen stark vom "Mittelwert" der Formen ab, ist der Fehler, der bei einer Auslaufprognose auftritt, meist nicht feststellbar. Weiters ist es nur schwer möglich, auf Grund statistischer Modelle so genannte "Was wäre wenn"-Studien durchzuführen. Außerdem beeinflusst bei vielen der Untersuchungen die Masse des Ereignisses die Auslauflänge (KLEEMAYR 1996).

Der größte Nutzen derartiger Modelle liegt in der kombinierten Darstellung jener Lawinen, die anhand der Topographie die größte Ähnlichkeit aufweisen, sowie den Auslauflängen (KLEEMAYR 1996, S. 14).

# 4.2 Energielinienmodelle

Diese Modelle beruhen auf der Berechnung der Energielinie. Entlang dieser wird die gesamte verbrauchte Energie dargestellt. Die Energielinie selbst ist die "Verbindungsgerade zwischen oberstem Anrißpunkt und weitestem Auslaufpunkt" (KLEE-MAYR 1996). Eine Klassifizierung der Lawinen für deren Berechnung erfolgte anhand folgender Faktoren: Stetigkeit, Lawinentyp, Rauhigkeitsgrad, hydraulischer Radius, Massenzunahme etc..

Um eine realistische Darstellung von Lawinen mit hoher Qualität der Simulation erreichen zu können, ist die Auswahl der zugrunde liegenden Stoffgleichung, neben der eigentlichen Modellvorstellung, der entscheidende Faktor. Mit fortschreitender Komplexität physikalischer Modellansätze ist es möglich präzisere räumliche Voraussagen zu treffen und Varianten abzugrenzen. Jedoch sinkt mit der Komplexität auch die Möglichkeit, das Ergebnis nachvollziehbar zu gestalten und die Richtigkeit bei schlechter Kalibrierung zu überprüfen. Die Notwendigkeit genauer Eingangsdaten steigt mit der Genauigkeit des zugrunde liegenden physikalischen Modells.

### 4.2.1 VOELLMY Modelle

### Voellmy/Salm/Gubler Modell

Das Modell ist heute die Grundlage für viele Berechnungen. Mehrfach verbessert kann mit der Methode auch die instationäre Bewegung der Lawine errechnet werden (zum Beispiel im Anrissgebiet). In der Lawinensturzbahn muss jedoch vor der Berechnung ein Punkt festgelegt werden, bei dem die Verzögerung startet (KLEE-MAYR 1996). Das Formel für die Berechnung lautet:

$$v^{2} = d\xi (\sin \psi - \mu \cos \psi \left(1 - e^{-\frac{2gx}{d\xi}}\right)$$
(4.1)

wobei r als Widerstandsterm

$$r = \mu \, \cos\psi + \frac{1}{\xi} v^2 \tag{4.2}$$

bezeichnet wird  $^{1}$ .

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> $\xi$  ist ein Turbulenzbeiwert;  $\mu$  ein Reibugsbeiwer

### Massenschwerpunktmodell nach Perla/Cheng/McClung (1980)

Mit diesem Modell kann die Geschwindigkeit der Lawine abschnittsweise berechnet werden. Das Modell ist jedoch, auf Grund von Ermittlungsproblemen mehrerer Parameter, in der Praxis nicht verbreitet.

### 4.2.2 Bingham Modelle

Das Verhalten eines Bingham'schen Stoffes ist dem einer linear-viskosen Flüssigkeit sehr ähnlich. Zusätzlich können aber im Ruhezustand Scherspannungen aufgenommen und übertragen werden. Navier-Stokes Gleichungen können dieses Stoffverhalten wiedergeben. Anhand dieser Gleichungen wurden ein zweidimensionales Modell sowie ein nicht linear viskoses Modell entwickelt. Keines dieser Modelle findet jedoch in der Praxis Anwendung (KLEEMAYR 1996).

### 4.2.3 Granularfließmodelle

Betrachtet man eine Lawine als granulares Medium, so ist es bedeutend einfacher, Stoffgleichungen zu finden, die den Ablauf des Lawinenabgangs darstellen, sowie eine Kalibrierung durch Laborversuche durchzuführen.

### Modell nach Gubler (1980)

Die Grundlage für dieses Modell bilden Geschwindigkeitsmessungen mittels Radar. Die Bewegungsform des Fließkerns der Lawine wird dabei als teilweise verflüssigt betrachtet. Durch Kombination eines konvexen Geschwindigkeitsprofils mit dem Gleitverhalten der Lawine entstand ein quasi-1-dimensionales Modell. Die Funktion  $U_{(y)} = 0,5 U(1 - \cos \pi (y/d))$  beschreibt dabei die Änderung der Geschwindigkeit über die Fließhöhe. Das granulare Medium, das diesen Modellen als Basis dient, wird durch die beiden Kornfraktionen 10mm sowie < 1mm bestimmt. Im Gegensatz zu dem Modell von Voellmy, siehe Abschnitt 4.2.1, steigt die Anzahl der geschwindigkeitsabhängigen Widerstandskräfte. Weiters ist ihre Auswirkung abhängig von den Faktoren Oberflächenrauhigkeit, Fließhöhe sowie der Fließgeschwindigkeit (KLEE-MAYR 1996, S. 9). Als die entscheidendsten Modellparameter werden

- die Scherreibung der bodennahen Schicht  $c_s$ ,
- der Reibungskoeffizient  $\mu$  sowie
- die Mischungslänge der Grobkornfluktuation  $\lambda$

genannt.

Eine Kalibrierung des Modells von Gubler erfolgt auf Grund der aus den Geschwindigkeitsmessungen erhaltenen Daten. Dabei nehmen Veränderungen der Topographie in der Sturzbahn, Rauhigkeit und größenabhängige (Ausmaß der Lawine) Parameter besonderen Einfluss auf die Modellsimulationen.

### Modell nach Norem/Irgens/Schieldrop (1989)

Dieses Modell beschreibt den Lawinenabgang durch ein zweidimensionales Modell für "stationäres und instationäres Fließen", welches laut Norem/Irgens/Schieldrop (NOREM . 1987) besonders bei einem viskoplastischem Verhalten der Vorgänge in der Lawine besonders geeignet scheint (KLEEMAYR 1996).



Abbildung 4.1: Geschwindigkeitsprofil und Geometrie der Sturzbahn

Die Geschwindigkeit an einem bestimmten Punkt der Fließhöhe, siehe dazu Abbildung<sup>2</sup> 4.1, ergibt sich aus:

$$\nu_x = (\nu_1 - \nu_2) \left( 1 - (1 - y/h)^{3/2} \right) + \nu_0 \tag{4.3}$$

Darin bezeichnet  $\nu_0$  die Gleitgeschwindigkeit,  $\nu_1$  die Maximalgeschwindigkeit an der Oberfläche und h die Fließhöhe.

Die Voraussetzung des Scherfließens wird im NIS-Modell durch die Integration dreier Viskositätsparameter und eines Koeffizienten für die dynamische Reibung umgesetzt. Beim Vergleich des NIS-Modells mit mehreren Lawinen konnte eine gute Übereinstimmung der Berechnungen mit den tatsächlichen Ereignissen festgestellt werden (KLEEMAYR 1996).

### Modell nach Savage/Hutter (1989, 1991)

Hutter (HUTTER 1994) definiert drei Mechanismen die bei der Entstehung von Spannungen, die durch die Deformation granularen Materials wirksam werden, auftreten:

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Abbildung aus (KLEEMAYR 1996, S. 10)

- Die Coulomb'sche Reibung (Fließregime I); dabei ist der Reibungsprozess der dominierende Faktor, die Fluktuation der Partikel spielt nur eine untergeordnete Rolle,
- Fließregime II Die Momentübertragung erfolgt durch Interaktionen verursacht durch Kollision; Der Kontakt zwischen den einzelnen Partikelen dauert nur kurz und dadurch kann die Coulomb'sche Reibung nicht mobilisiert werden. Die Dichte des Materials ist im Vergleich zum ersten Fließregime geringer.
- Fließregime III Die Partikel-Translation : Dieses Regime ist dadurch gekennzeichnet, dass die Coulomb'sche Reibung keinen Einfluss mehr ausübt. Die Kollisionen zwischen den einzelnen Partikeln finden nur mehr unregelmäßig statt, der Wert der so genannten mmittleren freien Distanz (viele unterschiedliche Partikeldurchmesser)ßteigt deutlich an.

Folgende physikalischen Annahmen führten zu der Entwicklung eines 1- und 2dimensionalen Modells durch Savage und Hutter ():

- Es erfolgt eine Erhaltung der Masse sowie der linearen Momente;
- An der Fließoberfläche herrschen spannungsfreie Grenzbedingungen;
- "Tangentenbedingung des Geschwindigkeitsvektors an der Bodenoberfläche und phänomenologisches Postulat für den Gleitmechanismus in Form des Coulomb'schen Reibungsgesetzes mit dem Oberflächen-Reibungswinkel δ" (KLEE-MAYR 1996, S. 11).
- "Stoffpostulat zur Beschreibung des Materialverhaltens in Form des Mohr Coulomb'schen Gesetzes " (KLEEMAYR 1996).

Für die Geschwindigkeit des 1-dimensionalen Modells lautet die Differentialgleichung:

$$\frac{dx_0}{dt} = u_0, \ \frac{du_0}{dt} = \sin\varsigma(x_0) - \mu_c \cos\varsigma(x_0) - \frac{2q}{\epsilon} \frac{\overline{u}}{V} g.$$
(4.4)

Abbildung  $4.2^3$  zeigt die Darstellung einer granularen Lawine nach dem Modell von Hutter (HUTTER 1994). Darin nimmt das Massenzentrum  $x_0(t)$  eine zufällige Position ein, beschrieben durch die Geschwindigkeit  $u_o(t)$ , die Halblänge g(t) sowie den kartesischen Koordinaten X, Y.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Abbildung aus (KLEEMAYR 1996, S. 12)



Abbildung 4.2: Parabolische Form der granularen Lawine

### Modell nach Lang (1994)

Das Modell nach Lang stellt ein zweidimensionales Modell dar, in dem das Geschwindigkeitsprofil gemittelt wird und die laterale Ausbreitung durch eine Parabel beschrieben wird.

Die Spannungskomponente in Fließrichtung wird durch die Gleichung

$$t_{\langle 31\rangle} = -\nu_{\langle 1\rangle} \left[ \frac{tan\delta}{|\underline{\nu}|} t_{\langle 33\rangle} + D_{\nu} |\underline{\nu}| \right]$$
(4.5)

beschrieben. Darin bezeichnet t den Spannungstensor,  $\nu_{\langle 1 \rangle}$  die Geschwindigkeit in Fließrichtung,  $\delta$  den Oberflächenreibungswinkel und  $D_{\nu}$  den Scherkraftkoeffizienten. Mit diesem Modell lässt sich eine gute Vorhersage der Auslauflänge sowie der Auslaufbreite im Laborversuch bewerkstelligen. Dies gilt allerdings nur für flache Anbruchsflächen. Sind diese steiler, weisen die Simulationen, auf Grund fehlender Berücksichtigung der Fließwiderstände, zu große Werte für die Auslauflänge auf (KLEEMAYR 1996).

### Vergleich der Granularmodelle

Einen Überblick über die unterschiedlichen Granularmodelle gibt Tabelle 4.1

# 4.3 Lawinensimulationsmodelle - Stand der Technik

Lawinensimulationsmodelle stellen die Grundlage für die effiziente Planung und Verbesserung von Schutzmaßnahmen und Schutzbauten dar. Mit dem Modell Samos bzw SamosAT ist es möglich, die auftretenden Kräfte dreidimensional darzustellen (SAILER . KLEEMAYR 2005). In Österreich wird das Programm weiters für die Gefahrenzonenplanung eingesetzt. Auch ist es durch die fortschreitende

	Gubler	Norem et al.	Savage/Hutter	Lang
Dimensionalität:	1+	2	2	2
erfolgte Kali-	im Gelände	im Gelände	im Labor	im Labor
brierung	mittels Radar-	mittels Radar-		
	messung	messung		
Fließverhalten:	stationär mit	instationär	instationär	instationär
	Relaxationslg.			
Viskosität	durch def. Fließ-	3 Parameter	nein	nein
	regime			
Fließwiderstand	inelastische	dynamischer	nein	nein
	Kornkollision	Turbulenzbei-		
		wert $t$		
Entrainment	ja	ja	nein	nein

Tabelle 4.1: Überblick über die Granularmodelle

Verbesserung meteorologischer Prognosen möglich, den Trend von Neuschneezuwächsen sowie regionaler Verteilungen abzuschätzen. Der Echtzeiteinsatz von Simulationsmodellen, beziehungsweise deren Einsatz als mittelfristiges Prognoseinstrument, ist nun, basierend auf den vorausgesagten Niederschlagsmengen, möglich. Wenige Stunden vor einem Extremereignis, beziehungsweise währenddessen, können kurzfristige Vorhersagen (Nowcast) getroffen werden. Eine Vorsimulation mehrerer Szenarien für ein gefährdetes Gebiet liefert bereits vor dem Extremereignis die Möglichkeit, im Falle eines Eintretens rechtzeitig Auslauflängen von potentiellen Abgängen abschätzen zu können. Extremwertstatistiken sowie die flächenhafte Niederschlagsverteilung bieten hierfür die Grundlage (SAILER . SCHAFFHAUSER 2008).

Um im Zuge solcher Vorsimulationen das Lawinensimulationsmodell verifizieren zu können, ist es notwendig die Simulation selbst mit Lawinenereignissen der Vergangenheit beziehungsweise mit Messungen an künstlich ausgelösten Lawinen im Versuchsgebiet zu vergleichen. Gut dokumentierte Lawinen werden dabei nachgestellt um die Endergebnisse der Simulationsdurchläufe mit den tatsächlich aufgetretenen Ereignissen vergleichen zu können. Dafür ist es notwendig, eine genaue Bestimmung aller die Simulation beeinflussenden Parameter des realen Lawinenabgangs genau zu bestimmen. Diese Eingangsparameter determinieren den Fortgang der Simulation (HUFNAGL 1996, S. 68). Im Wesentlichen sind dies:

- Die Schneemasse der Lawine im Einzugsgebiet (EZG),
- die Abgrenzung des Anrissgebietes ,
- die Topographie des Geländes sowie

• die Rauhigkeit des Untergrunds.

Aus der kontinuierlichen Aufzeichnung der Schneehöhen können Änderungen beziehungsweise starke Anstiege abgelesen werden. Daraus ergibt sich die Kubatur des Anbruchgebietes (SAILER . SCHAFFHAUSER 2008). Stehen keine detaillierten Aufzeichnungen für den Zeitpunkt einer Lawine zur Verfügung, so ist es notwendig die Lawinenanrißmächtigkeiten, und dadurch auch das Schneevolumen, durch die photogrammetrische Auswertung von Fotonegativen, beziehungsweise durch Laserdifferenzmodelle abzuschätzen (HUFNAGL 1996, S. 70). Durch die nachträgliche Messung der Schneehöhen im Falle eines Abgangs kann ebenfalls auf die Kubatur geschlossen werden.

Duch die Aufzeichnung der meteorologischen Daten und durch deren Ergänzung durch Bestimmung der Parameter vor Ort, ist die Schneedichte ebenfalls gegeben. Das spezifische Gewicht ergibt sich aus dem Verhältnis von Wasserwert des Niederschlages in mm Wassersäule zur gemessenen Neuschneehöhe ((SAILER . SCHAFF-HAUSER 2008); (HUFNAGL 1996)). Dabei erhöht die Genauigkeit dieser Eingangsparameter die Zuverlässigkeit der Simulation.

Ist die Anbruch sowie die Ablagerungsmasse bekannt, so ist es zusätzlich möglich, die Masse der ruhenden Schneeschichte, die von der Lawine in der Sturzbahn "eingepflügt" wird, zu errechnen (Entrainment).

Digitale Geländemodelle liefern die Grundlage beziehungsweise die Topographie für die Simulationen. Als Ausgangsbasis können dabei Höhenkoordinaten vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen dienen (HUFNAGL 1996). Genauere Daten liefern aber moderne Fernerkundungstechnologien wie ein Laserscan.

Die Beschaffenheit des Untergrunds im Zielgebiet bestimmt die Rauhigkeit für die Simulation. Dabei spielt die Vegetation eine große Rolle bezüglich der Lawinenbewegung. Diese kann bei Simulaionen durch die Definition der "blocking rate" mitberücksichtigt werden. Sie definiert die variable Blockierung der Lawine von den einzelnen Berechnungszellen (HUFNAGL 1996, S. 74). Beim Lawinensimulationsmodell SAMOS-AT, siehe dazu Abschnitt 4.6, ist es möglich, die Berechnung mit verschiedenen Reibungsmodellen durchzuführen, um bestmögliche Ergebnisse erzielen zu können (SAMOS 2006).

# 4.4 SAMOS - Snow Avalanche MOdelling and Simulation

Mit zwei oder höherdimensionalen Lawinensimulationsmodellen (zwei Dimensionen liegen tangential zur Geländeoberfläche) ist es möglich, sowohl die Lawinensturzbahn, als auch die laterale Ausbreitung und die Auslaufstrecke von Trockenschneelawinen abzuschätzen. Trockenschneelawinen bestehen aus kleinen Eispartikeln, zwischen denen keine Kohäsionskräfte wirksam werden.

Jede dieser Lawinen startet als so genannte Fließlawine, deren Fließdichten zwischen  $100-400 \ kg \ m^{-3}$  liegen. Innerhalb dieser Fließschichte erfolgt die Impulsübertragung durch Partikelkontakt beziehungsweise durch Partikelstöße. Sobald sich die Lawine schnell genug fortbewegt, werden Partikel an der Oberfläche der Fließschicht aufgewühlt. Dies geschieht durch die aus dem Geschwindigkeitsunterschied zu der darüberliegenden Luft resultierenden Scherspannungen.

In einer darüberliegenden Staubschicht werden kleinere Partikel durch Turbulenzen der Luft in Bewegung gehalten. Die Staubschicht wird ebenfalls durch die Gravitation beschleunigt. Die Impulsübertragung findet hier durch die Viskosität der Luft sowie den Turbulenzen statt. Die zwei Schichten unterscheiden sich demnach vor allem durch ihre Art der Impulsübertragung. SAMOS benutzt daher verschiedene Modelle um diese Vorgänge zu beschreiben. Durch Relationen ist es möglich diese beiden Modelle zu koppeln und den Massen- und Impulsaustausch zwischen der Fließ- und der Staubschicht zu beschreiben (SAMPL . ZWINGER January 2004).

### 4.4.1 Fließanteil

Die Fließschicht wird hier als ein sich quasi-statisch deformierender Haufen aus granularem Material betrachtet, welcher mit der Geschwindigkeit  $\overline{u}$  auf einer dünnen Schicht am Untergrund abrutscht. Scherkräfte in der untersten Schneeschicht werden mathematisch zu einer Randbedingung (engl.:boundary condition) vereinfacht, welche Normalspannungen  $\sigma^{(b)}$  und Tangentialspannungen  $\tau^{(b)}$  an der unteren Grenze der Fließschicht miteinander in Beziehung bringt. Granulare Materialien zeigen, innerhalb einer großen Bandbreite von Verformungsgeschwindigkeiten, ein konstantes, von der Verformungsgeschwindigkeit unabhängiges Verhältnis zwischen den einwirkenden Normal- und Tangentialspannungen. Diese quasi statischen Bedingungen können durch die Coulomb'sche Gleichung für Reibung beschrieben werden  $(\tau^{[b]} = tan\delta \times |\sigma^{(b)}|)$ . And ererse its dominieren in schnellen ablaufenden granularen Stömungen Prozesse, die durch Partikelkollisionen hervorgerufen werden. Dieser Zustand wird als Massenträgheit ("grain inertia regime") bezeichnet (SAMPL . ZWIN-GER January 2004, S. 394). In diesem Zustand spielt das interstitiale Fluid in dem Modell nur eine geringe Rolle. Die Spannungen werden hauptsächlich auf Reibung und Kollisionen zwischen den einzelnen Teilchen zurückgeführt. Sowohl die Normalspannungen, als auch die Scherspannungen verhalten sich linear proportional zum Quadrat der Scherrate (XIA . 2005, S. 149).

Sampl (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 394) beschreibt die Größe der

Scherspannung als Kombination der beiden Zustände durch folgende Gleichung:

$$\tau^{(b)} = max(tan\delta \cdot \left| \sigma^{(b)} \right|, c_{dyn}\rho_S \overline{u}^2) \tag{4.6}$$

Darin ist  $\rho_s$  die mittlere Dichte in dieser Schicht,  $c_{dyn}$  eine empirisch ermittelte Konstante. Der Ausdruck  $tan\delta$  kann mit dem Ausdruck  $\mu$  in dem Modell von Voellmy gleichgesetzt werden; der Ausdruck  $c_{dyn}$  dem von  $\xi$ . Bei einer gewissen Grenzscherrate erfolgt ein Übergang von den quasi statischen Bedingungen hin zum "grain inertia regime". Dieser Grenzwert nimmt mit den quasi statischen Normalspannungen, die hauptsächlich aus dem Eigengewicht der Fließschicht rühren, zu. Lawinen geringer Mächtigkeit und geringerer Dichte werden den Zustand, in dem die Massenträgheit der Einzelteilchen systembestimmend ist (grain inertia regime), bei geringeren Geschwindigkeiten der Lawine erreichen als kanaliesierte Lawinen großer Mächtigkeit.

Hier findet die Methode der finiten Elemente (eigentlich der finiten Volumina) ihre Anwendung. Die Sätze der Massenerhaltung und der Impulserhaltung werden über ein Referenzvolumen V(t) (control volume), welches sich mit der Lawine fortbewegt, integriert

$$\frac{dV}{dt} = \frac{d(A\overline{h})}{dt} = -j_n A \tag{4.7}$$

$$\rho_D \frac{du_i}{dt} = \rho_D g_i + \frac{1}{A\overline{H}} \oint_{\partial A} \left\{ \int_b^{(b+\overline{h})} \sigma_{ij} n_j dx_3 \right\} dl - \delta_{i1} \frac{\tau^{(b)}}{\overline{h}}, \ i = 1, 2$$
(4.8)

Dies gilt für ein lokales Koordinatensystem, wobei i = 1 parallel zum Geschwindigkeitsvektor, und die Richtung i = 3 normal zur Geländeoberfläche liegt.  $\rho_d$  ist die Schüttdichte der Fließschichte (als konstant angenommen);  $\overline{u}_1$ ,  $\overline{u}_2$  sind die Geschwindigkeitskomponenten tangential zur Geländeoberfläche;  $g_i$  die Beschleunigung auf Grund der Erdanziehung; A ist die Grundfläche;  $\sigma_{ij}$  ist der Spannungstensor;  $n_j$ die Normale zur lateralen Oberfläche eines Volumenelements V(t);  $\overline{h}$  die Höhe der Fließschicht normal zur Geländeoberfläche;  $\delta_{ij}$  beschreibt das Kronecker Delta<sup>4</sup>; der Massenfluss von der Fließschicht zur Staubschicht wird durch  $j_n$  berücksichtigt.  $\partial A$ bezeichnet die Begrenzungslinie der Grundfläche A des Referenzvolumens; b ist die Koordinate an der Geländeoberfläche in Richtung i = 3.

Der zweite Term auf der rechten Seite der Gleichung 4.8 erfasst alle, auf die seitlichen Grenzflächen (über die gesamte Mächtigkeit der Lawine und Begrenzungslinie der Grundfläche) des Referenzvolumens wirkenden Kräfte.

 $<sup>^4 \</sup>rm vgl.$  (SAMOS 2006, S.9); Das Kronecker Delta weist darauf hin, dass die Schubspannung nur in Richtung i=1 wirkt

Die Gleichungen 4.7 sowie 4.8 liefern drei Differentialgleichungen für die drei gemittelten Variablen: Die Tangentialgeschwindikeiten  $\overline{u}_1$ ,  $\overline{u}_2$  sowie die Fließtiefe  $\overline{h}$ . Die hydrostatische Druckverteilung

$$\sigma_{33}(x_i, t) = \rho_D g_3(b(x_1, x_2) + \overline{h}(x_1, x_2, t) - x_3)$$
(4.9)

muss, um die Zentripetalbeschleunigung aufgrund der Kurvatur  $1/R = \partial^2 b/\partial x_1^2$  in Fließrichtung berücksichtigen zu können, angepasst werden. Hierbei wird die Richtung 1 immer so gewählt, dass sie jeweils mit der Fließrichtung übereinstimmt. Der Druck an der Unterseite lautet dann folgendermaßen:

$$\sigma_{33}(x_3 = b(x_1, x_2)) = \sigma^{(b)} = \rho_D \left( g_3 - \overline{u}_1^2 \frac{\partial^2 b(x_1, x_2)}{\partial x_1^2} \right) \overline{h}(x_1, x_2, t).$$
(4.10)

Weiters werden hier die normalen Komponenten des Spannungstensors am Untergrund mit Koeffizienten  $K_{(i)}$  des Erddrucks in Beziehung gebracht:

$$\sigma_{11}^{(b)} = K_{(1)}\sigma_{33}^{(b)} \tag{4.11}$$

$$\sigma_{22}^{(b)} = K_{(2)}\sigma_{33}^{(b)}.\tag{4.12}$$

Die Erddruckkoeffizienten sind trigonometrische Funktionen von  $\delta$  (Bettreibungswinkel) und vom inneren Reibungswinkel des granularen Materials, der davon abhängig ist, ob das Material komprimiert oder gedehnt wird. Es wird angenommen, dass die Spannungen mit zunehmendem  $x_3$  linear Richtung 0 an der freien Oberfläche abfallen (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 394).

In Bezug auf das zu Grunde liegende Höhenmodell, ist bei der Simulation des Fließanteils vor allem "Auflösung und der Detailreichtum des Anbruchgebietes ,der oberen Sturzbahn und des Auslaufgebietes von Bedeutung" (SCHMIDT . 2005). Diese bestimmen Form und Richtung der entstehenden Lawinenbahn des Fließanteils und indirekt auch des Staubanteils, der sich fortlaufend mit der Zeit aus dem Fließanteil entwickelt.

### 4.4.2 Staubanteil

Die Staubschicht der Trockenschneelawine wird als eine Suspension von Eispartikeln und Luft betrachtet. Diese Suspension kann Geschwindigkeiten von bis zu  $100m \ s^{-1}$  erreichen und eine Mächtigkeit von mehreren 10m annehmen. Dies führt in Kombination mit der kleinen Viskosität der Suspension zu sehr großen Reynolds-Zahlen. Die Strömung der Suspension ist somit stark turbulent . Um die turbulente Strömung darstellen zu können, werden die Grundgleichungen der Massen- und Impulssätze gemittelt. Dabei wird die mit der turbulenten Strömung verbundene Größe wird dabei in einen Mittelwert (angezeigt durch einen Querstrich) und einen fluktuierenden

Wert (gestrichelt) geteilt. Nach einer Mittelung, gewichtet nach den Dichten (Favre Mittelung), wird die Berechnung mit einem ortsfesten Gitter (Eulersches Gitter bzw. Eulerscher Ansatz) durchgeführt. Die gemittelte Dichte des Gemisches ergibt sich aus:

$$\overline{\rho} = \rho_A (1 - \overline{c}) + \rho_P \overline{c} \tag{4.13}$$

Darin bezeichnen  $\rho_A$  und  $\rho_P$  die materialtypischen Dichten der Luft- und Schneepartikel,  $\bar{c}$  das Teilchenvolumen der jeweiligen Fraktion. Die Partikel in dem Gemisch bewegen sich mit der selben Geschwindigkeit wie die Luft selbst. Die Massenerhaltung für das Gemisch wird dargestellt durch:

$$\frac{\partial \overline{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial (\overline{\rho} \cdot \overline{u_i})}{\partial x_i} = 0, \qquad (4.14)$$

die Massenerhaltung für die Schneepartikel durch:

$$\frac{\partial(\rho_P \overline{c})}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_P \overline{c} \cdot \overline{u_i})}{\partial x_i} = -\frac{\partial(\rho_P c' u'_i)}{\partial x_i} - \frac{\partial(\rho_P \overline{c} u_{Si})}{\partial x_i}.$$
(4.15)

Formel 4.15 enthält turbulente Dispersion sowie Sedimentation der einzelnen Partikel.

Der Impulssatz für das Gemisch lautet:

$$\frac{\partial(\overline{\rho}\cdot\overline{u_i})}{\partial t} + \frac{\partial(\overline{\rho}\cdot u_i\cdot\overline{u_j})}{\partial x_j} = -\frac{\partial\overline{\rho}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j}(\overline{\tau_{ij}} - \overline{\rho}\cdot\overline{u_i'u_j'}) + \overline{\rho}g_i.$$
(4.16)

Im Vergleich zu den turbulenten Spannungen  $-\overline{\rho} \cdot \overline{u'_i u'_j}$  (Reynolds-Spannungen) sind die viskosen Spannungen  $\tau_{ij}$  vernachlässigbar klein. Die fluktuierenden Werte, die die gestrichelten Anteile enthalten, werden mit einem  $k - \epsilon$ -Modell, welches ein Verbindung zwischen den fluktuierenden und den gemittelten Werten herstellt, dargestellt ((SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 395); (SAMOS 2006, S. 16)).

Die Bedingungen (Geschwindigkeit und Turbulenzwerte) am Untergrund sowie im Übergangsbereich zur Fließlawine werden durch Wandfunktionen beschrieben. Es wird angenommen, dass sich die Grenzschicht zur Fließlawine wie eine rauhe, bewegte Wand mit der Geschwindigkeit der Fließlawine bewegt. Eine zusätzliche Aufnahme von Material (Schnee) aus der ruhenden Schneedecke wird vernachlässigt (SAMPL. ZWINGER January 2004, S. 395).

Die Simulation des Staubanteils findet in dem dreidimensionalen Gitter, das aus dem zugrunde liegenden DGM generiert wird, statt (SCHMIDT . 2005, S. 7).

### 4.4.3 Übergangsmodell

Für die Resuspensionsschicht wird anstelle eines genauen Modells ein einfaches Übergangsmodell verwendet, das die Fließschicht und die Staubschicht aneinander koppelt und nur den Massenübergang von Schnee zwischen den beiden Teilen betrachtet (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 395). Im Fall von fein verteilten Partikeln von gleicher Dichte wie Luft, läuft der Massentransport analog mit dem Impulstransport in der Grenzschicht über der Fließschicht ab.

Adaptiert man diese Analogie von Reynolds durch die empirisch eingeführte Schmidt-Zahl  $\sigma_t$ , welche Auftrieb der Schneepartikel und Gleitgeschwindigkeit berücksichtigt, kann man den Partikelfluss normal zur Oberläche der Fließschicht wie folgt darstellen:

$$j_n = -\rho_P \frac{\Delta \overline{c}}{\Delta \overline{u}} \frac{\tau_w}{\rho} \frac{1}{\sigma_t}$$
(4.17)

Die Variablen  $\Delta \overline{c}$  sowie  $\Delta \overline{u}$  werden Differenzkonzentration und Differenzgeschwindigkeit zwischen der Wand und der freien Strömung über der Resuspensionsschicht genannt.  $\tau_w$  stellt die Scherspannung zwischen der Fließ- und der Staubschicht dar. Mit der Relation  $\sigma_t = d_p/d_{ref}$  werden die Schmidt Zahl und die Größe der suspendierten Schneepartikel  $d_p$  in Verbindung gebracht. Für  $d_{ref}$  wird ein konstanter Wert verwendet. Daraus ergibt sich, dass der Massenfluss (engl.: mass flux) umgekehrt proportional zur Partikelgröße ist. Große Partikel folgen der Luftströmung nicht sofort. Eine Resuspension findet hier nur sehr schwer statt (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 395).

### 4.4.4 Numerische Umsetzung

Um die Gleichungen 4.7 und 4.8 berechnen zu können, wird die Schneemasse der Fließlawine in diskrete Massenpunkte unterteilt. Die geometrische Verteilung der Elemente wird durch Voronoi Zellen beschrieben. Diese werden als dualer Graph der Delaunay Triangulierung erhalten. Jede geneigte Voronoi Zelle enthält innerhalb ihrer Knotenfläche alle Punkte die näher zum Mittelpunkt der jeweiligen Zelle liegen, als zum Mittelpunkt einer anderen Zelle. Jedem sich bewegenden Element wird eine Masse zugewiesen, so dass die Massenerhaltung gewährleistet ist. Damit die Gleichung 4.7 berechnet werden kann, wird die Fließmächtigkeit (lokal) durch Teilung der Elementmasse durch die Dichte sowie die Grundfläche der einzelnen Voronoi Zelle errechnet (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 395). Aus den Fließmächtigkeiten an den einzelnen Knotenpunkten lässt sich die Fließmächtigkeit an jedem beliebigen Punkt durch Rückinterpolation erzeugen (SAMOS 2006, S. 22).

Die Gleichungen des Fließanteils werden durch Integration über jede einzelne Zelle aufgelöst. Das sich ergebende diskrete Gleichungssystem wird nun für einen Zeitabschnitt berechnet. Aus Stabilitätsgründen wird die Scherkraft für jedes Element 4.6 mit dem Geschwindigkeitswert am Ende des jeweiligen Zeitschrittes berechnet.

Die berechneten Geschwindigkeiten ergeben nun die neuen Knotenpunkte. Hierauf

werden die Voronoi Zellen für jeden Zeitabschnitt neu berechnet. Der Vorteil dieser Berechnungsart (Lagrange) liegt darin, dass sich die Zellen mit der Lawine mitbewegen, und so keine Berechnung für Zellen notwendig ist, die zu einem gegebenen Zeitpunkt nicht von der Lawine erfasst werden, wie dies bei einem ortsfesten Gitter der Fall wäre (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 395).

Die gesamte Berechnung mit dem Simulationsmodell liefert Werte für (SAMOS 2006, S. 22):

- die Fließmächtigkeit an jedem Massenpunkt durch Rück-Interpolation aus den Mächtigkeiten an den Knoten,
- analog dazu für die Fließgeschwindigkeit für jeden beliebigen Punkt
- und für die Druckkraft.

Die dreidimensionalen Gleichungen (4.14 bis 4.16) des Fließanteils werden mit einem raumfesten (Eulersches) Gitter gelöst, das aus strukturierten Schichten von hexagonalen Volumselementen über der Geländeoberfläche besteht (SAMPL . ZWIN-GER January 2004). Nach Diskretisierung (finite Volumina) wird das Gleichungssystem iterativ linearisiert und für jeden Zeitschritt die Berechnung durch den SIMPLE Algorithmus durchgeführt.

Für eine gekoppelte Echtzeit-Berechnung des Fließ- und des Staubanteiles kommen normalerweise Zeitschritte von 0,05s für den Fließanteil und 0,1s für den Staubanteil zum Einsatz (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 396).

### 4.4.5 notwendige Eingangsparameter

Um eine Simulation mit dem Lawinensimulationsmodell SAMOS durchführen zu können (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 396), sind folgende Modellparameter sowie Eingangsvariablen notwendig:

Eingangsvariablen:

- Ein digitales Geländemodell,
- der Umriss des Anrissgebietes sowie die Mächtigkeit der Schneedecke und deren Dichte (Dispositionsanalyse ),
- optional zusätzlich Umrisse und Eigenschaften möglicher Zonen mit erhöhten Reibungswerten (auf Grund Vegetation etc.).

Modellparameter:

• Die Dichte des Fließanteils,

- die charakteristische Größe der suspendierten Schneepartikel,
- und die Parameter wie Zeitschritte und Maschenweite der Gitter für den Fließanteil sowie für den Staubanteil.

Für einen Simulationsdurchlauf müssen die Werte für  $\delta$ ,  $\phi$ ,  $c_{dyn}$  und  $d_{ref}$ angenommen werden, da oftmals nur die Auslaufzonen bzw. Ablagerungsgebiete sowie die Lage der Anrissstirn bekannt sind. Meist müssen auch die Begrenzungslinien am unteren Rand des Anbruchgebietes geschätzt werden. Um die Gültigkeit dieser Parameter überprüfen zu können, sind mehrere Testläufe mit den Daten von beobachteten Lawinen notwendig (SAMPL . ZWINGER January 2004, S. 396).

## 4.5 SAMOS-04

Den Berechnungen mit SAMOS liegt die Annahme zu Grunde, dass eine Staublawine sich als ein turbulentes Gemisch aus Feststoffen und Luft bewegt (turbulentes Feststoff-Luft-Gemisch).

Das Lawinensimulationsmodell SAMOS-04 bringt folgende Neuerungen mit sich:

- Durch eine Skalierung des des Raumgitters ist es möglich, Bedarfsfall die räumliche Genauigkeit der Berechnung zu steigern. Vor allem im Bereich von Schutzbauten kann dies zum Beispiel bei der Dimensionierung von Lawinendämmen genutzt werden.
- Eine realistische Berechnung auch kleinerer Lawinen durch die Verwendung variabler Bettreibungswinkel ist nunmehr möglich.Frühere Modelle verwendeten hierzu einen konstanten Reibungswert.
- Die Berücksichtigung sekundärer Anrissgebiete ist mit SAMOS-04 möglich.
- Die Benutzeroberfläche des Mehrphasenmodells SWIFT wurde weiter verbessert. Ausserdem stehen nunmehr die von der Firma ESRI entwickelten SHAPE-Formate sowie das E00-Format als Filter (Import- und Exportfilter) zusätzlich zur Verfügung. Weiters ist eine fortgeschrittene Analyse der berechneten Datensätze möglich.

### 4.5.1 Ergebnisse

Aus den Berechnungsdaten einer Lawinensimulation mit dem Modell SAMOS können an jedem Standpunkt im Gelände die maximale Geschwindigkeit, sowie die

Dichte und der Druck abgeschätzt werden. Dies gilt auch für deren Verteilung oberhalb der Geländeoberfläche. Dies ist vor allem bei Staublawinen wichtig, da diese ihre maximale Kraft nicht direkt am Boden entwickeln. Geschwindigkeit, Dichte und Druck können auch entlang willkürlich definierter Profilachsen dargestellt werden. Weiters ist es möglich, die Fließhöhen sowie bewegte Massen in der Sturzbahn zu ermitteln (SAILER . KLEEMAYR 2005).

# 4.6 SAMOS-AT

Das Lawinensimulationsmodell SAMOS-AT gilt als Weiterentwicklung der Version von 1999. Es dient, wie auch die Version 1999 zur Berechnung von trockenen Schneelawinen. Betreffend das Modell selbst konnten folgende Fortschritte gegenüber älteren Versionen gemacht werden:

- Verschiedene Reibungsmodelle können für die Simulation einer Fließlawine mit SAMOS-AT ausgewählt werden.
- Im Falle einer Auslösung sekundärer Anbruchgebiete ist eine Simulation dieser ebenfalls möglich.
- Das der Berechnung zugrunde liegende Berechnungsgitter ist nunmehr raumfest, anstatt, wie bei anderen Versionen, mitbewegt.
- Die Berechnung einer Staublawine erfolgt mit einem Zweiphasenmodell (Luftals auch Eispartikel).

# 5 Fernerkundung

### 5.1 Laser Scan

Im Gegensatz zu den klassischen Möglichkeiten ein digitales Geländemodell zu erstellen, erlaubt die automatisierte Aufnahme mittels Laserscan ein genaues Abtasten von Oberflächen innerhalb kurzer Zeit. LIDAR (Light Detection and Ranging) Technologie ist ein aktives Aufnahmesystem, welches einen Laserstrahl als Trägersignal benutzt (WEHR . LOHR 1999/7).

Eine räumliche Auflösung wird durch Scannen des Blickfeldes (FOV = Field of View) mit Hilfe mechanischer Hilfsmittel, beispielsweise einem schwenkbaren Spiegel, erreicht. Aufgezeichnet wird die Rückstreuung für genau eine Wellenlänge. Diese wird dabei durch das aktive Aussenden von Laserenergie durch das Messsystem erzeugt. Weiters wird der Zeitabstand zwischen dem Aussenden des Laserstrahls und dem Ankommen des Echos gemessen. Über die Gruppengeschwindigkeit des Lichts und der Lichtgeschwindigkeit in der Atmosphäre kann die Laufzeit in dem räumlichen Abstand zwischen Emitter und Messgerät bestimmt werden. Primär werden mit diesem System Entfernungen gemessen, allerdings kann auch der monochromatische Reflexionsgrad aufgenommen werden. Die Daten werden dabei systematisch und flächig erfasst (PFEIFER . BRIESE 2007).

Verschiedenartige Verfahren können angewendet werden, um die Entfernung zwischen Sensor und Ziel zu messen. Sie unterschieden sich in ihrer Präzision, ermöglichen allerdings den Einsatz aus unterschiedlichen Entfernungen. So sind aus größeren Entfernungen Genauigkeiten der Distanzmessung im cm-Bereich möglich. Kürzere Distanzen, bis 100m, lassen eine genauere und schnellere Auflösung zu (PFEIFER . BRIESE 2007).

### Impulsverfahren

Beim Impulsverfahren wird ein kurzer Laser-Lichtimpuls in der Dauer von 5-10 Nanosekunden ausgesandt. Typischerweise kommen hier Festkörper- oder Halbleiterlaser zum Einsatz. Der Impuls selbst ist durch eine zeitliche und eine räumliche Streuung lotrecht zur Ausbreitungsrichtung gekennzeichnet, wobei angenommen wird, dass diese die Form einer Gauß'schen Glockenkurve besitzt. Der Durchmesser des Lichtstrahls nimmt mit der Distanz vom Sensor zu, für größere Distanzen ist er durch

$$\gamma \times r$$
 (5.1)

definiert, wobe<br/>i $\gamma$ die Divergenz des Strahls und <br/>r die Entfernung bezeichnet. Durch die Beugung des Lichts können die Werte von<br/>  $\gamma$ nicht beliebig klein angenommen werden.

Für die Photogrammetrie ist die Interaktion mit natürlichen oder künstlichen Oberflächen von Interesse. An diesen wird die gebündelte Energie entweder absorbiert oder reflektiert, wobei die Reflexion entweder spiegelnd, diffus (Lambertscher Reflektor) oder gemischt stattfinden kann (PFEIFER . BRIESE 2007).

### 5.1.1 Flugzeuggestützter Laserscan

"Airborne Laser Scanning" ist ein Verfahren, dass vor allem der hoch auflösenden topographischen Geländeaufnahme dient. Laseraltimetrie vereint das Wissen über die Geschwindigkeit von Licht, die Position des Scankopfes im Raum und der Zeitspanne vom Aussenden des Laser Lichtimpulses bis zur Registrierung der vom Objekt reflektierten Strahlung am Sensor, um eine Koordinate am Boden zu errechnen (HOPKINSON . 2001). Sie ist durch einen automatisierten Messablauf, eine digitale Datenaufzeichnung und eine computerbasierte Auswertung gekennzeichnet (GEIST 2004).

### Funktionsweise

Die Komponenten Laserdistanzmesser mit Scanvorrichtung, GPS Empfänger sowie ein inertiales Navigationssystem (INS) werden von einem Computer gesteuert, der gleichzeitig die Daten zeitsynchron speichert (GEIST 2004).

Laserstrahlen werden quer zur Fluglinie durch einen Spiegel abgelenkt, woraus sich ein Sägezahnmuster an aufgenommenen Bodenpunkten ergibt. Die Dichte und Verteilung der Messpunkte im Aufnahmegebiet ergeben sich aus der Flughöhe über dem Aufnahmegebiet, der Fluggeschwindigkeit über Grund, dem Abstand der Fluglinien (GEIST 2004) sowie der Art des verwendeten Laserscanners (Scan Winkel sowie Scan-Frequenz) (WEHR . LOHR 1999/7).

Aus den resultierenden Daten kann ein hoch auflösendes digitales Geländemodell der Bodenoberfläche erstellt werden (HOPKINSON . 2001). Der Laser Scanner misst die Laufzeit des Signals im Vektor zwischen der Scanner Blende und einem Punkt auf der Bodenoberfläche. Die Position im 3-dimensionalen Raum dieses Punktes kann nur wiedergegeben werden, wenn zu jedem Zeitpunkt des Scanvorganges die Position und die Orientierung des Laser Scanner Systems im Bezug auf ein Koordinatensystem bekannt ist (WEHR . LOHR 1999/7). Daher wird, um genaue Entfernungsmessungen in einem Koordinatensystem gewährleisten zu können, jedes Laser-Scan System von einem "Position and Orientation system" (POS) unterstützt. Dieses besteht aus einem Differential-GPS (dGPS) und einem Inertialen Navigations- bzw. Messsystem (IMU) (engl.: INS Inertial Navigation System).

Eine korrekte Georeferenzierung der Messergebnisse des Laser Scanners erfordert eine exakte zeitliche Synchronisation ( $\geq 10\mu$ ) aller Systeme: DGPS, IMU und der Laser-Scan Daten (WEHR . LOHR 1999/7). Die Qualität der errechneten Datensätze ist in großem Maße abhängig von der Genauigkeit der aufgenommenen GPS Flugbahn (HOPKINSON . 2001). GPS Daten, aufgenommen an zusätzlichen Referenzstationen , gewährleisten die erwünschte Genauigkeit (GEIST 2004). Unter der Annahme, dass die Genauigkeit der POS Daten lagemäßig besser als 1*dm* und 0, 02° in Bezug auf die Orientierung sind, lassen sich bereits jetzt genaue Geländepunkte aus den Laser-Scan Messungen errechnen (WEHR . LOHR 1999/7).

### Kalibrierung

Systembedingte Parameter, wie der Roll-, Nick- und Gierwinkel (mit Bezug auf das Koordinatensystem im Ursprung des Inertialen Navigationssystems), die aus der Fluglage resultieren, die Position des Laser Scanners (ebenfalls mit Bezug auf das Koordinatensystems im Ursprung der IMU) sowie die Position der IMU selbst (mit Bezug auf das GPS), werden durch eine Kalibrierung in die Berechnung miteinbezogen. Diese Kalibrierungsdaten werden durch Messflüge über ebene Referenzflächen mit geringer Oberflächenrauhigkeit gewonnen. Sie ergeben sich aus der relativen Orientierung und der Position der verschiedenen Messbereiche und deren absoluter Orientierung und Position im Bezug auf ein erdzentriertes, erdfestes (ECEF - Earth Centered Earth Fixed ) Koordinatensystem (WEHR . LOHR 1999/7).

#### Auswertung

Resultat der Berechnungen sind primär die X, Y, Z-Koordinaten für jeden Geländepunkt im gescannten Gebiet, der die Laserstrahlen reflektiert, beziehungsweise daraus abgeleitet die Erstellung eines digitalen Höhenmodells (GEIST 2004, S. 106).

Zu Beginn werden die Daten des Scans vom übergeordneten Koordinatensystem in das lokale (Karten-)Koordinatensystem transformiert. Das Ergebnis ist eine zufällig verteilte Punktwolke an Laserpunkten, die lage- und höhenmäßig bekannt sind. Die Verteilung der Messpunkte ist abhängig von dem Abtastmuster des verwendeten Laserscanners. Nachdem die Punkte in Abhängigkeit ihrer Höhe sortiert wurden und Bodenpunkte von "Nicht-Bodenpunkten" (Gebäude, Vegetation) getrennt wurden, wird, nach abgeschlossener Berechnung der Rasterdaten (GEIST . 2005), ein digitales Höhenmodell erstellt (WEHR . LOHR 1999/7). Eine automatisierte Elimination von "Nicht-Geländepunkten" wird durch die Anwendung spezieller Algorithmen sichergestellt, die die ALS Punktwolke nach verschiedenen Kriterien filtern und die so genannten "off-terreain points" erkennen. Die Algorithmen (vgl.: (SITHOLE . VOS-SELMAN)) basieren im Wesentlichen auf einer Bearbeitung geometrischer Kriterien, meist der Relation der Höhen benachbarter Messpunkte (WAGNER . JANSA). Punkte, die merklich höher liegen als ihre Nachbarn, werden dabei als Ausreißer

aufgefasst. Diese Annahme funktioniert in relativ flachem Gelände, birgt jedoch Probleme, sobald die Neigung des Geländes zunimmt, siehe dazu Abbildung 5.1<sup>1</sup>. Bruchlinien (Geländekanten) stellen hierbei eine weitere Schwierigkeit bei der Anwendung der verschiedenen Algorithmen dar. (SITHOLE . VOSSELMAN).



Abbildung 5.1: Aufnahme von alpinem Gelände

Neben den Höhenunterschieden verschiedener Objekte in Gebieten mit großen Diskontinuitäten der Geländeoberfläche, bringen ALS Signale der niederen Vegetation (Krautschicht, Büsche etc.) Probleme mit sich. Hier verläuft die Oberfläche der digitalen Höhenmodelle oftmals im "Kronenschluss" der niedrigsten Vegetationsschicht. Der Grund dafür ist, dass konventionelle ALS Systeme Objekte auf der Geländeoberfläche nicht voneinander unterscheiden können, wenn deren Ausdehnung kleiner ist als die Distanzauflösung ("range resolution") (WAGNER . JANSA).

### Möglichkeiten und Einschränkungen

Die Möglichkeit mehr als 1 Million Messpunkte pro Quadratkilometer aufzunehmen, eine mögliche horizontale Auflösung von unter einem Meter sowie eine vertikale Genauigkeit bis zu 0,15m gewährleisten eine detaillierte und großflächige Aufnahme und Darstellung von Geländeoberflächen. Für ein Geländemodell gleicher Güte wäre eine photogrammetrische Auswertung von Luftbildern im Maßstab 1 : 5000 oder höher notwendig.

Die großen Vorteile der Anwendung der ALS Technologie liegt in der Möglichkeit, auch in bewaldeten Gebieten die Geländeoberfläche zeitsparend aufnehmen zu

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Abbildung aus (KAREL . 2006)

können, da eine ausreichend große Menge an Daten vorliegt, die die Vegetationsschicht durchdringen, und so Daten von der tatsächlichen Geländeoberfläche liefern. Man unterscheidet hierbei zwischen dem digitalem Oberflächenmodell (DOM), das natürliche sowie künstliche Objekte beinhaltet, sowie dem digitalen Geländemodell (DGM). Zweiteres liefert nur eine Darstellung der eigentlichen Geländeoberfläche (GEIST . 2005). Beide Datenmengen können hierbei simultan in einem Datensatz aufgenommen werden.

Allerdings fehlen bisher umfassende Erfahrungen mit stark gegliedertem alpinem und hochalpinem Geländeoberflächen. Geringe Reichweiten der meisten Laserscanningsysteme bedingen eine begrenzte Einsatzmöglichkeit dieser Verfahren in alpinem Gelände mit großen Diskontinuitäten. Erst Systeme, deren Reichweite über 2000 Meter liegt, können diesen Nachteil mindern.

Die Qualität der errechneten Geländemodelle ist dabei abhängig von

- der maximalen Genauigkeit der zur Aufnahme der Stützpunkte verwendeten Methode,
- der Dichte der aufgenommenen Punktwolke,
- sowie der zur Verwendung kommenden Interpolationsmethode.

Dichte und Verteilung der aufgenommenen Punktwolke sind, wie bereits in Abschnitt 5.1.1 erwähnt, abhängig vom jeweiligen Abtastwinkel, der Messfrequenz, der Flughöhe, Fluggeschwindigkeit sowie dem Fluglinienabstand. Probleme können bei Wasseroberflächen sowie Blaueis (Gletschereis) auftreten. Diese können, aufgrund von Absorption und gerichteter Reflexion, in der Intensität zu geringe Signale liefern und damit Datenlücken verursachen.

In direkter Abhängigkeit zu Punktdichte und Hangneigung steht die Höhengenauigkeit. Zur Überprüfung dieser dient die Überfliegung und Aufnahme von annähernd horizontalen Referenzflächen und der Abgleich dieser Daten mit bekannten Koordinaten innerhalb der Referenzfläche. Eine Übereinstimmung der Daten kann dabei im Bereich  $\Delta Z = \pm 0, 3m$  liegen.

Durch den Abgleich mit scharf abgegrenzten Objekten ist es möglich, die Lagegenauigkeit (bis 1 m) der ALS Datensätze zu überprüfen.

Eine hohe Stützpunktdichte ermöglicht es, nach erfolgter Interpolation, die Topographie genauer darzustellen, als mit herkömmlichen Methoden der Geländeaufnahme. In einer Projektstudie von Geist (GEIST . 2005), konnten sogar einzelne Eisund Felsblöcke sowie unterschiedlich große Gletscherspalten identifiziert werden.

Durch "multitemporale Quantifizierung von Flächen- und Höhenänderungen" (GEIST . 2005, S. 186) ist es möglich, die zeitliche Änderung der Volumina zu errechnen. Unter Berücksichtigung der Materialdichte sowie eisdynamisch bedingten Prozessen, ist es weiters möglich, Massenänderungen von Gletschern im zeitlichen Verlauf darzustellen.

### 5.1.2 DTM Generierung

Um die Daten einer Laser Scan Befliegung (LIDAR) in ein Landeskoordinatensystem transformieren zu können wird prinzipiell, bei Verwendung eines dGPS (Positionierung) und IMU (Orientierung) Systems, nur eine Referenzstation am Boden mit bekannten Koordinaten, sowie die Form des zugehörigen Geoids benötigt. Jedoch ist es auf Grund von oftmals ungenauer Kenntnis der Geoidform in manchen Regionen, Auswirkungen von Drift Phänomenen (Seitenabweichung) (drifting phenomena) auf die Messungen der IMU und damit der Fluglage (Fehler von bis zu  $\pm 0,01^{\circ}$ ), systembedingten Instabilitäten (Wechsel der Satelliten während eines Befliegungsstreifens) und anderen Fehlerquellen (vgl. (KRAUS . PFEIFER 2001, S. 24)) von Vorteil, zusätzliche GPS-Referenzstationen mit bekannten Koordinaten am Boden im Umfeld des Untersuchungsgebietes einzusetzen, wodurch auch der lineare Anteil der Undulation des Geoids eliminiert wird. Manche dieser GPS-Referenzstationen können durch Referenzpunkte (Kontroll- oder Paßpunkte) am Boden ersetzt werden, sofern diese in der gemessenen Punktwolke identifizierbar sind.

Eine weitere Möglichkeit Fehler zu eliminieren ist die Aufnahme von Höhenunstimmigkeiten (Höhenfehlern) in den Überlappungsbereichen der einzelnen Befliegungsstreifen Dadurch wird es möglich, den systematischen Anteil der Fehler durch Einführung von "Korrektur-Polynomen" zu eliminieren (Ein Befliegungsstreifen ein Polynom). Dieser Ablauf bewahrt die hohe Präzision beider Systemkomponenten und bewältigt die Auswirkungen der Drift. Die Abgleich aller Polynom-Koeffizienten sollte dabei simultan für alle Befliegungsstreifen eines Blocks erfolgen. Dabei dienen die Höhen aller korrespondierenden Punkte in den Überlappungsbereichen als Referenzen (KRAUS . PFEIFER 2001).

In Abbildung 5.2 ist das Prinzip der Höheneinpassung (height fitting) aller Befliegungsstreifen (height block adjustment ) dargestellt  $^2$ .

Das Prinzip der Streifenverknüpfung der einzelnen Befliegungsstreifen funktioniert durch Vergleich einfacher geometrischer Besonderheiten, wie zum Beispiel Ebenen (patch), da eine Verknüpfung anhand entsprechender Punkte aus der Punktwolke nicht möglich ist. Solche Besonderheiten sind Annäherungen an die Tangentialebene der darunter liegenden Oberfläche. Differentiale erster Ordnung der Oberfläche werden assoziiert (verknüpft). Sie werden "homologous features" genannt, was

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Abbildung 5.2 aus (KRAUS . PFEIFER 2001)



Abbildung 5.2: Prinzip des "height block adjustment" (simultane Höheneinpassung)

eine Generalisierung der aus der Photogrammetrie bekannten Paßpunkte darstellt (homologous points). Der Begriff Besonderheiten schließt hier auch gerade oder gekrümmte Linien mit ein (KAGER . KRAUS 2001).

Als geeignet werden jene Flächen angesehen, in denen so wenig Vegetation wie möglich vorkommt. Homolog bedeutet in diesem Zusammenhang, dass diese, ein und dieselbe Fläche, die gleiche Position in allen betroffenen Streifen besitzt. Eine solche Fläche (patch) umfasst in etwa 20 (Kontroll-)Punkte (KRAUS . PFEIFER 2001).

Um eine gute Verknüpfung gewährleisten zu können, sind drei benachbarte, homologe Flächen notwendig, um in etwa den selben Effekt zu bekommen den die Verknüpfung zweier Paßpunkte erzielen würde  $^3$  (KAGER . KRAUS 2001).

### Filterung der Daten und Interpolation des DTM

Der Begriff Filterung bezeichnet hier die Unterscheidung beziehungsweise die Elimination von "off terrain points" (KRAUS . PFEIFER 2001), wie bereits in Abschnitt 5.1.1 beschrieben. Oftmals wird dieser Filterprozess unabhängig von der Interpolation der Geländeoberfläche durchgeführt. Dies führt speziell in steilem Gelände zu Problemen, wenn die Form des Geländes beim Filterprozess nicht miteinbezogen wird. Durch einen Algorithmus, der Filterung und Interpolation der Geländeoberfläche kombiniert, ist es möglich, "off terrain points" zu eliminieren, ohne negative Auswirkungen in steilem Gelände hinnehmen zu müssen<sup>4</sup>

### Ableitung von Geländekanten/Strukturlinien

Die Daten der Laserscans liegen als Punktwolke ohne strukturelle Information über Geländekanten beziehungsweise Bruchkanten vor. Diese Informationen sind jedoch

 $<sup>^{3}\</sup>mathrm{Eine}$ Ebene hat, im Unterschied zu einem Punkt, zwei Freiheitsgrade

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Für eine genauere Beschreibung dieser Methode sei hier auf die Publikationen von Kraus et al. (KRAUS . PFEIFER 2001) verwiesen.

für ein gutes Höhenmodell essenziell. Ein Höhenmodell, das sowohl aus einem engmaschigen Gitter (Rasterdaten), als auch Strukturlinien (Vektordaten) besteht, wird als hybrides digitales Höhenmodell (hybrid DTM).

Geländemodelle, die aus gefilterten und interpolierten Laserscann-Daten abgeleitet werden, sind meist von niedriger geomorphologischer Qualität. In Gräben werden meist fehlerhafte (nicht vorhandene) Mulden dargestellt. Hydrologie und Geomorphologie lassen jedoch darauf schließen, dass in einer Fluß-dominierten Landschaft das Auftreten solcher Mulden sehr selten ist, da Wassertransport und Erosionsprozesse ihre Entstehung meist verhindern. Durch die Anwendung einer "Wasserfluss-"Analyse (water flow analysis) auf das Geländemodell können morphometrische Eigenheiten, wie diese Mulden, identifiziert werden. Weiters werden 3D Strukturlinien erhalten (z.B. Bachläufe). Diese Strukturlinien werden nun in dem darauf folgenden Interpolationsprozess als Bruchkanten integriert. Das so entstehende Geländemodell ist nun frei von Mulden (KRAUS . PFEIFER 2001).

### 5.1.3 Terrestrischer Laserscan

Mit einem terrestrischen Laserscan lassen sich ebenfalls dreidimensionale Datensätze von veränderlichen Geländeoberflächen hochauflösend und flächig aufnehmen. Wie beim ALS Verfahren auch, ist es hier nicht notwendig den potentiell gefährlichen Lawinenhang zu betreten. Mit diesen Daten ist es möglich, die flächige Schneehöhenverteilung hochauflösend darzustellen (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007, S. 44). Dadurch wird es möglich Beobachtungen mit hoher räumlicher Auflösung aus sicherer Entfernung aufzunehmen und Kenntnisse über die räumliche und zeitliche Verteilung der Schneetiefe zu erlangen (JÖRG . 2006). Die Daten können weiters der "zweidimensionalen Simulation der Temperatur und der Setzung der Schneedecke" dienen (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007, S. 44).

### Funktionsweise

Terrestrische Laserscanner sind entweder als Scanner ausgeführt, die ein bestimmtes Fenster abtasten, ähnlich einer konventionellen Kamera, oder sie tasten ein größeres Blickfeld ab (PFEIFER . BRIESE 2007). Die Messung der Entfernung R, basierend auf einer Laufzeitmessung eines kurzen Laser Signals vom Instrument bis zum Ziel und wieder zurück, sowie des Horizontalwinkels  $\alpha$  (Azimut) und des Vertikalwinkels  $\beta$  (Zenith) ist notwendig, um einen Punkt aufzunehmen. Zusätzlich zu den Koordinaten wird für jeden Punkt der Reflektionskoeffizient  $\rho$  aufgenommen. Dieser beschreibt wie viel Licht von der Oberfläche zurückgeworfen wird und ist definiert durch das Verhältnis zwischen der empfangenen und der ausgesendeten Intensität (JÖRG . 2006).

Die gemessenen Daten liegen im Koordinatensystem (x,y,z) des Scanners vor (Polarkoordinaten (JÖRG . 2006)). Für die Einbindung der Daten in ein übergeordnetes Koordinatensystem ist eine absolute Orientierung notwendig. Werden die Daten in ein (Welt-)Koordinatensystem eingebunden, spricht man von Georeferenzierung (PFEIFER . BRIESE 2007).

Um einen oder mehrere Datensätze (Punktwolken) aus Laserscanns in ein übergeordnetes Koordinatensystem transformieren zu können, sind das Scannen so genannter Kontrollpunkte/Passpunkte , die im Zielgebiet verteilt sind (Position bekannt) mit großer Auflösung erforderlich . Andernfalls können die Koordinaten des Standpunktes des Laserscanners aufgenommen werden. Dies kann durch Aufstellen der Messstation über einem bekannten Punkt, oder durch Bestimmung der Koordinaten durch GPS Messungen stattfinden ((PFEIFER . BRIESE 2007, S. 14); (JÖRG . 2006)).

Laserscanner, wie der der Firma Riegl <sup>5</sup> (LPM-i800-HA), ermitteln die Distanz zur (Gelände-)Oberfläche, indem sie die Laufzeit kurzer Laserimpulse mitteln und aufzeichnen. Diese Art der Messung wird auch "Time of flight" Messung genannt (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007). Die Laufzeit ergibt sich durch Messung des Zeitintervalls zwischen dem ausgesandten Impuls und dem empfangenen Impuls . Die Entfernung R zum Ziel ergibt sich zu

$$R = c_g T/2 \tag{5.2}$$

worin  $c_g$  die Geschwindigkeit des Lichts in dem Medium ist, in dem sich der Laserimpuls fortpflanzt (JÖRG . 2006).

Sind die Ziele gut reflektierend, so ergeben sich für den Einsatz eines Lasers ("time of flight") Reichweiten bis zu 800 Metern mit einer Messgenauigkeit bis zu 15mm, bei einer Auflösung bis 1mm<sup>6</sup>. Neuere Modelle, wie zum Beispiel der Laserscanner LPM-321<sup>7</sup>, weisen bereits Reichweiten von bis zu 6000 Metern mit einer Messgenauigkeit von 25mm auf.

Einschränkende beziehungsweise zu berücksichtigende Faktoren bei der Wahl des Laserscanners sind die Wellenlänge, die Reichweite, die Messgeschwindigkeit und weiters die Laserstrahldivergenz (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007, S. 45). In der LIDAR (Light Detection and Ranging) Technologie vorkommende Wellenlängen reichen von nm bis 11000 nm, was einer Bandbreite von UV bis IR entspricht

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>Riegl LMS GmbH; http://www.riegl.com/

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>weitere Spezifikationen: Messfrequenz 1000 *pkt/sec*; Laserwellenlänge 0,9  $\mu m$  (nahes Infrarot)(vgl nm bei (JÖRG . 2006)); Laserstrahldivergenz 1,3 *Rad*; Scanbereich horizontal 360° und vertikal  $-20^{\circ}$  /  $+130^{\circ}$ 

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup>http://www.riegl.com/terrestrial\_scanners/lpm-321/lpm-321\_all\_.htm; Zugriff, am 06.06.2008
(JÖRG . 2006). Um die Messergebnisse verschiedener Laserdistanzmessungen untereinander vergleichen zu können, ist es notwendig, atmosphärische Korrektion durchzuführen. Dies ist durch die Bestimmung der Temperatur, der Luftfeuchtigkeit sowie des Luftdrucks möglich. Diese Faktoren beeinflussen die Geschwindigkeit des Lasers in der Luft wesentlich (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007, S. 45).

Um eine Beeinträchtigung des verwendeten Scanners durch die Witterung zu vermeiden, muss bei einer dauerhaften Nutzung eine geeignete Unterbringung installiert werden (PROKOP 2006).

#### Möglichkeiten TLS

Mittels eines terrestrischen Laserscans ist es möglich, zu einem beliebigen Zeitpunkt die tatsächliche Schneehöhe in einem Hang zu ermitteln. Dazu muss ein Scan vom zu untersuchenden Gebiet sowohl ohne Schnee, als auch zum Zeitpunkt der Ermittlung der Schneedeckenmächtigkeit vorliegen. Die Bestimmung der Schneehöhe erfolgt durch die Berechnung der Differenz der beiden Scans (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007). Die Differenz zweier Scanns eines Gebietes mit Schneebedeckung ergibt die Veränderung der Tiefe der Schneedecke, welche durch Wind, Niederschlag, Setzungs- und Schmelzprozesse verursacht wird (JÖRG . 2006).

Damit unterschiedliche Sans miteinander verglichen werden können, ist es notwendig den Standpunkt (terrestrisch für das übergeordnete Koordinatensystem (PROKOP 2006)) des Scanners zum Zeitpunkt der Aufnahme genau zu bestimmen. Dies geschieht durch ein Einmessen von an unbeweglichen Objekten angebrachten Reflektoren (Durchmesser 5*cm*) (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007, S. 45). Aus den Punktwolken der einzelnen Scanns des Laserscanners werden Raster generiert, die einem "Geländemodell oder einen Raster des betroffenen schneelosen Hanges" überlagert werden. Dadurch kann an jeder beliebigen Stelle die Höhendifferenz zur Geländeoberfläche ermittelt werden. Der Verlauf der Schneehöhen während einer gewissen Zeitperiode ist hierdurch detailliert darstellbar (PROKOP 2006).

Abgeleitet aus der Schneehöhenermittlung ist es weiters möglich, die Volumina verschiedener Schneedecken zu errechnen . Durch Zuordnung der Schneedichte kann folglich die Schneemasse ermittelt werden.

Um diese Werte für einzelne Lawinenanbruchgebiete zu bekommen, ist es notwendig Ausschnitte der einzelnen Raster zu definieren. Die Schneemasse und das zugehörige Volumen ist zwischen Geländeoberfläche und Schneedeckenoberfläche, als auch zwischen einzelnen, durch verschiedene Niederschlagsperioden entstandene, Schneeschichten darstellbar, sofern ein eigener Scan für das jeweilige Ereignis vorliegt (PROKOP 2006).

#### Einschränkende Faktoren

Faktoren, die Einfluss auf Laserdistanzmessung der Schneedecke haben können, sind laut Prokop (PROKOP. TEUFELSBAUER 2007, S. 45):

- der Einfallswinkel des Laserstrahls auf das zu untersuchende Gebiet,
- die Distanz des Ziels zum Scanner,
- schlechte Sicht durch Witterungsbedingungen (Niederschlag oder Tröpfchen beziehungsweise Eispartikel in der Luft führt zu Absorption und Streuungseffekten),
- kurzwellige Strahlung (besonders starke Sonneneinstrahlung in Richtung des Scanners verringert die Intensität der gemessenen Strahlen. Dadurch kommt es zu einem Verlust an Reichweite (PROKOP 2006); Bei bedecktem Himmel nimmt die Reichweite zu, in der Dämmerung oder gar in der Nacht ist sie noch höher (JÖRG . 2006)),
- sowie Temperatur (bei Temperaturen  $+10^{\circ}C$  beginnt der Schnee zu "dunsten", es kann hier zu Messausfällen kommen)

Die Materie Schnee ist ein diffuser Strahler. Damit hängt die Intensität des reflektierten Strahls (Reflektionskoeffizient  $\rho$  (JÖRG . 2006)), und damit die Möglichkeit diese Information zu verarbeiten, stark vom Einfallswinkel ab (PROKOP . TEUFELSBAUER 2007, S. 45). Der Einfallswinkel des Laserstrahls  $\Theta$  auf die Geländeoberfläche wird durch den Winkel zwischen der Achse des Laserstrahls und dem Normalvektor n zur Geländeoberfläche definiert. Ist der Einfallswinkel  $\Theta = 0$ , so trifft der Laserstrahl lotrecht auf den Untergrund, die Grundfläche des auftreffenden Strahls ist somit ein Kreis. Nimmt der Einfallswinkel zu, so verändert sich die ausgeleuchtete Fläche hin zu einer länglichen Ellipse. Generell führen große Einfallswinkel zu schwächerer Rückstrahlung (Reflektion) (JÖRG . 2006).

Eine Zunahme des Wassergehalts in der Schneedecke schränkt die Reflektivität der Schneedecke stark ein, was eine Abnahme der gewonnenen Daten des Untersuchungsgebiets mit sich bringt(PROKOP. TEUFELSBAUER 2007, S. 45).

Die Genauigkeit der aufgenommenen Daten sinkt mit zunehmender Entfernung des Untersuchungsgebietes vom Standpunkt des Laserscanners. Folgende Parameter beeinflussen die Genauigkeit der Messungen (PROKOP. TEUFELSBAUER 2007, S. 45):

• Entfernung: Nimmt die Entfernung zum Zielobjekt zu, so steigt der Durchmesser des ausgesandten Laserstrahls ebenfalls (Divergenz), vgl. Abschnitt 5.1.3. Dabei wird eine größere Fläche abgetastet, was sich in der Abnahme der Genauigkeit auswirkt, da die der Distanzwert aus einer Mittelung der Laufzeit über diese Fläche hervor geht.

• Scanauflösung : Sie bestimmt die Detailgenauigkeit der Messung. Die Auflösung ist zudem winkelabhängig. Bei einer kürzeren Entfernung zum Zielobjekt kann eine bessere Scanauflösung und somit auch eine höhere Genauigkeit erzielt werden.

Bei ungünstiger Standortwahl können Objekte sowie Geländeformen Messschatten hervorrufen. Diese machen zusätzliche Messungen notwendig und sollten daher vermieden werden. Eine möglichst frontale Positionierung zum aufzunehmenden Hang sollte gewählt werden, da Messausfälle auch durch schleifende Schnitte auftreten können (PROKOP 2006).

Durch den Einsatz von terrestrischen Laserscan Technologien ist es möglich, Schneedeckenparameter und Verteilungen flächenhaft aufzunehmen. Als limitierender Faktor treten jedoch die Wetterbedingungen in Kraft. Nur bei optimalen Verhältnissen sind Aussagen über Wassergehalt oder Dichte der Schneedecke möglich. Als mögliche Alternative bietet sich eine Messung mit bodengestützten Radarsystemen (Ground Based Synthetic Aperture Radar, GB SAR ) an. Diese sind wetterunabhängig und ermöglichen zusätzlich die Messung der Schneedeckenparameter sowie dem Schneewasseräquivalent der Schneedecke. Diese Methode ist allerdings noch nicht ausgereift und befindet sich derzeit noch im Versuchsstadium (SAILER . SCHAFFHAUSER 2008, S. 8).

## 5.2 Qualität von digitalen Höhenmodellen aus Laserscanner Daten

Digitale Geländemodelle DGM liefern die Grundlage der Simulation mit dem Lawinensimulationsmodell SAMOS, siehe Abschnitt 4.4. Zur Beurteilung der Qualität von DGM aus Laserscan-Punktwolken verglich Schmidt (SCHMIDT . 2005) in mehreren Versuchsreihen die erstellten Raster, mit 5 m beziehungsweise mit 10 mAuflösung, mit in den Untersuchungsgebieten durchgeführten GPS-Vermessungen. Aus diesen Vergleichen wurden statistische Kennwerte der Differenzen berechnet (Minimum, Maximum, Mittelwert, Standardabweichung). Bei einer flächigen Untersuchung der Höhengenauigkeit der Geländemodelle aus den Laserscan-Daten zeigte sich, dass die aus den Laserscanns erhaltenen Daten und ihre zugehörigen Raster (5 m und 10 m) nur geringfügige Abweichungen von dem tatsächlichen Gelände und den ermittelten Profilen sowie ursprünglichen Laserscan-Punktwolken aufwiesen. Die Differenzen (Standardabweichungen) zu den Laserscan-Daten, konnten mit maximal 0,33 m for den 5 m Raster, und mit 0,69 m für den 10 m Raster beziffert werden. Beide Werte liegen unter den Abweichungen der 10 m Raster des BEV (1, 8 - 2, 8 m). Die für Lawinensimulationen notwendige, detaillierte Modellierung von entscheidenden Geländestrukturen (Gräben und Rücken) ist also bei Verwendung des BEV 10 m Rasters nicht möglich (SCHMIDT . 2005). Detailreichtum und Anzahl an Strukturinformationen ist zudem sehr unterschiedlich.

Der 50 m Raster des BEV ist mit einer Abweichung von bis zu 7,7 m für eine Lawinensimulation unbrauchbar.

DGM, erstellt durch analytische photogrammetrische Auswertung, zeigten geringe Standardabweichungen der Differenzen (0, 9 - 2, 8 m). Bei einer zusätzlichen Aufnahme von topographischen Besonderheiten können ebenfalls gute Ergebnisse erzielt werden.

Die Auswertung mehrerer Lawinensimulationen mit den verschiedenen Geländemodellen (die Lawine betreffende Parameter blieben dabei unverändert) erfolgte durch Vergleich mit gut dokumentierten Katastrophenlawinen (Schäden, Wirkungsbereiche etc.).

Die unterschiedlichen Geländemodelle beeinflussen qualitative Merkmale der Lawinensimulationsergebnisse wie:

- Lage und Form der Sturzbahn,
- Lage und Form sowie Ausdehnung der Ablagerungen inklusive deren zugehörige Verteilungen.

Druck- und Massenverhältnisse sowie Auslauflängen sind von den zugrunde liegenden Höhenmodellen weniger beeinflusst. Weiters nehmen die Eigenschaften der DTM weit geringeren Einfluss auf kanalisierte Lawinenabgänge (indirekte Auswirkungen auf Staubanteil) als auf flächige Lawinen (Fließanteil, Ablagerund und Staubanteil gleich beeinflusst).

Die Lawinensimulation flächiger Lawinen erfordert somit die Verwendung eines hochauflösenden Geländemodells mit gutem Detailreichtum (SCHMIDT . 2005).

In Summe bestimmen Detailreichtum und die Qualität die der Generierung des Höhenmodells zugrunde liegenden Höhendaten die Repräsentativität der Lawinensimulationsergebnisse. Die Auflösung des DGM spielt eher eine untergeordnete Rolle (SCHMIDT . 2005).

Einen Überblick über die Eignung der verschiedenen Geländemodelle für die Simulation mit SAMOS gibt Abbildung 5.3 (SCHMIDT . 2005, S. 9).

DGM	DGM-	Eignung für die Smulation von			
	Qualität	Flächen- lawinen, Fließanteil	Flächen- lawinen, Staubanteil	Runsen lawinen, Fließanteil	Runsen- lawinen, Staubanteil
Laserscan Punktdaten	sehr gut	gut	gut	gut	gut
Laserscan Sm-Raster	sehr gut	shr gut	sehr gut	sehr gut	sehr gut
Laserscan 10m-Raster	sehr gut	gut	sehr gut	sehr gut	sehr gut
Laserscan 25m-Raster	gut	mittel	gut	gut	gut
BEV 50m-Raster	schlecht	ungeeignet	unge eignet.	unge eignet	bedingt bis ungeeignet
BEV 10m-Raster	mittel	bedingt bis ungeeignet	mäßig geeignet	ge eignet.	gut
Höhenlinien	schlecht	ungeeignet	unge eignet.	unge eignet.	bedingt bis ungeeignet
Analyt. photogr. Auswertung	gut	mittelbis gut	sehr gut	gut	sehr gut
Analyt. photogr . Aus- werbing mit Bruchk.	gut	gıt	sehr gut	sehr gut	sehr gut
Digit.photogr. Auswertung	gut	gut	sehr gut	sehr gut	sehr gut
Lage- und Höhenplan	gut	gut	sehr gut	sehr gut	sehr gut

**Abbildung 5.3:** Bewertung der verschiedenen Geländemodelle hinsichtlich ihrer Verwendung in der Lawinensimulation mit SAMOS

## 6 Seismik

"Die Seismik gehört zur Angewandten Geophysik und beinhaltet Verfahren, welche die Erdkruste erforscht und grafisch abbildet. Seismik ist also die Lehre von den Bodenerschütterungen überhaupt, unabhängig davon, ob sie auf künstlichen Wegen, durch seismische Wellen oder durch Erdbeben hervorgebracht werden"<sup>1</sup>.

## 6.1 Grundlagen der Wellenausbreitung

Akustische Wellen sind Druckwellen, die sich in einem Fluid (Flüssigkeit oder Gas), ausbreiten, während seismische Wellen sich in festem Material fortpflanzen. Gehen diese von einer Punktförmigen Quelle aus (Sprengung), so haben ihre Wellenfronten die Form von Kugelwellen (KNÖDEL . 1997). Teile der Energie, die bei einer Explosion freigesetzt wird, wird in Form elastischer Wellen in der Erde übertragen (FOWLER 2005). Die Ausbreitungsgeschwindigkeit dieser elastischen Wellen ist abhängig von der Dichte und dem Elastizitätsmodul des Gesteins in dem sich die Wellen fortpflanzen. Weil Festkörper sowohl Scher- als auch Kompressionsbewegungen weiterleiten, sind im Allgemeinen zwei Typen von seismischen Wellenausbreitungen in Festkörpern zu erkennen. Man unterscheidet zwischen P und S Wellen, die in die Kategorie der Raumwellen (engl.: body waves) fallen. P-Wellen (engl: "P stands for primary, pressure or push-pull") umfassen Kompression und Verdünnung des Materials während es die Wellen durchlaufen, jedoch keine Rotation (FOWLER 2005). P Wellen sind longitudinale Wellen, die vom Druckstoß der Erschütterungen ausgehen, die einen starken Ausschläg am Seismometer verursachen (SIMPSON 2007). Die Partikel, aus denen das durchlaufene Medium besteht, vibrieren in ihrer Gleichgewichtslage, in derselben Richtung in die die P-Welle sich ausbreitet (FOWLER 2005).

S-Wellen (engl: "S stands for secondary, shear or shake") schließen auch Scherung und Rotation des Materials während dem Wellendurchlauf mit ein, allerdings kommt es hier zu keiner Volumsänderung (FOWLER 2005), sie werden auch als transversale Wellen bezeichnet (SIMPSON 2007). Die Bewegung der Partikel erfolgt hier senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der S-Welle (FOWLER 2005).

P- Wellen pflanzen sich stets schneller fort als S-Wellen. Eine Abhängigkeit der

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Definition aus http://snow.crrl.usace.army.mil/Snoww-acoustic/index.html; Zugriff am 10.04.2007

Fortpflanzungsgeschwindigkeit von der Dichte des Materials kann im Allgemeinen dadurch belegt werden, dass sehr dichte Gesteine eine höhere Übertragungsgeschwindigkeit von seismischen Signalen aufweisen (FOWLER 2005).

In einem homogenen, isotropen Medium breiten sich zwei Wellentypen unabhängig voneinander aus. In einem inhomogenen Medium sind sie "miteinander gekoppelt", sie werden an Grenzflächen ineinander umgewandelt (KNÖDEL . 1997, S. 412).

Unterschiede in den Geschwindigkeitswerten der Scherwellen ergeben sich in anisotropen Medien.

Ist das Medium, in dem sich die Wellen ausbreiten, begrenzt, wie zum Beispiel durch die Erdoberfläche, so treten in der Nähe der Begrenzungsfläche Wellentypen auf, die als Oberflächenwellen bezeichnet werden, siehe dazu Abbildung  $6.1^2$ .



Abbildung 6.1: Wellenarten

Sie werden in Rayleigh- und Love Wellen unterteilt (KNÖDEL . 1997). Sie verlaufen direkt von ihrem Ausgangspunkt zu den Aufzeichnungsgeräten, und haben, im Gegensatz zu den sich kugelförmig ausbreitenden Wellenfronten, eine eher geringe Eindringtiefe in die Erde.

Laut Knödel (KNÖDEL . 1997) nimmt die "Amplitude der Rayleigh Welle exponentiell mit der Entfernung von der Oberfläche ab", ihre Ausbreitungsgeschwindigkeit ist zudem geringer als jene der beigeordneten Scherwellengeschwindigkeit. Weiters ist die Rayleigh Welle, im Gegensatz zur Scherwelle, bei der Ausbreitung

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Abbildung aus Wikipedia: http : //de.wikipedia.org/wiki/Seismischewelle, Zugriff, am 15.08.2008

in einem homogenen Medium nicht dispersiv, ihre "Geschwindigkeit ist unabhängig von der Wellenlänge beziehungsweise Frequenz" (KNÖDEL . 1997, S. 434).

# 7 Felderhebungen und Messungen

## 7.1 Topographische Analyse des Untersuchungsgebiets

Der Ort Obertauern liegt im südöstlichen Teil des Bundeslandes Salzburg in den Radstätter Tauern. Die Seehöhe variiert zwischen 1600 und 2500 Metern.



Abbildung 7.1: Übersicht Karte Obertauern; Quelle: Google Earth

### 7.1.1 Daten zum Hang

- Gamsleitenspitze 2.357m
- Exponierter Nordhang
- Überwiegend Grasbewuchs; im oberen Teil felsiger Untergrund
- Felsband in ca. 2100m
- Steilheit ca $30^\circ$  bis  $40^\circ$
- gesamte Breite ca. 600m
- Anzahl derzeit installierter Gazex Anlagen: 1 (weitere 3 sind geplant)

Das Untersuchungsgebiet, die Gamsleite, ist der nach Norden exponierter Hang (Abbildung 7.2) der Gamsleitenspitze (2309 m) südlich des Ortes Obertauern, siehe dazu Abbildung 7.3.



**Abbildung 7.2:** Exposition; Blau  $\rightarrow$  Nord; Rot  $\rightarrow$  Ost; Gelb  $\rightarrow$  Süd; Türkis  $\rightarrow$  West; Quelle: *SAGIS* 

Die durchschnittliche Neigung des Hanges beträgt etwa  $30^{\circ} - 40^{\circ}$ . direkt unterhalb des Gipfels auf etwa 2300, sowie entlang der Höhenschichtlinie auf etwa 2100m übersteigt die Hangneigung die 40°-Grenze, siehe dazu Abbildung 7.4.



Abbildung 7.3: Übersicht Karte Obertauern; Quelle: Google Earth



Abbildung 7.4: Hangneigung; dunkelgrün  $\leq 30^{\circ}$ ; hellgrün  $= 30^{\circ}$  bis  $34^{\circ}$ ; orange  $= 35^{\circ}$  bis  $39^{\circ}$ ; rot  $\geq 40^{\circ}$ ; Quelle: *SAGIS* 

## 7.2 Meteorologische Analyse

Die Abbildung 7.5 veranschaulicht die jährliche Temperaturentwicklung in Obertauern, gemittelt über den Zeitraum 1984 – 1992, die Abbildung 7.6 den jährlichen Verlauf der Schneehöhe im Mittel für den selben Zeitraum.



Abbildung 7.5: Jährliche Temperaturentwicklung für Obertauern; Quelle: ZAMG



Abbildung 7.6: Jährlicher Verlauf der Schneehöhe für Obertauern; Quelle: ZAMG

#### 7.2.1 Extremwertstatistik für Schneehöhen

Um eine Aussage über 3-tägige Neuschneesummen für Wiederkehrzeiten von 30 und 150 Jahren treffen zu können, wurde auf Messdaten aus Obertauern sowie umliegender Stationen zurückgegriffen. Für den 30-jährigen Zeitraum konnten die Analysen auf der Basis von Zeitreihen durchgeführt werden. Extremwertstatistische Methoden bildeten die Grundlage für Aussagen über eine 150-jährige Wiederkehrzeit.

Nach der Durchführung einer Höhen- und Hangneigungskorrektur ergaben sich aus den 3-tägigen Schneehöhensummen folgende Anrissmächtigkeiten für eine Seehöhe von 2250 m:

Jährlichkeit	30	150
Anrissmächtigkeit [cm]	135	170

Tabelle 7.1: Anrissmächtigkeiten gemittelt über 30-jährigen Datensatz; Quelle: ZAMG

#### 7.2.2 Windstatistik

Die am häufigsten auftretenden Anströmungsrichtungen wurden aus einer Datenreiche von 36 Jahren ermittelt.

	Absolut	Prozent
N:	1697	6 %
NE:	529	2~%
Е	2312	9~%
SE:	5930	22~%
S:	1291	5 %
SW:	230	1 %
W:	3284	$12 \ \%$
NW:	11201	42 %
C:	637	2 %

Tabelle7.2:Anströmungsrichtungen gemittelt über 30-jährigen Datensatz;Quelle:ZAMG

Die Windrichtungen NW und SE dominieren, wobei das Maximum deutlich im NW-Sektor liegt. Daraus lässt sich erkennen, dass Obertauern und ebenfalls die Gamsleite, die meisten Niederschläge aus Staulagen, welche durch diese Anströmung zustande kommen, erhält.

Die Tage ohne Wind (in der Tabelle mit C bezeichnet) stellen aufgrund der geographischen Lage von Obertauern, einen verschwindend geringen Anteil dar.

Es darf jedoch nicht vergessen werden dass Schneefall ohne Windeinfluss ebenfalls zu gefährlichen Lawinensituationen führen kann. Bei den Simulationen wurden aus diesem Grund auch Berechnungen für Schneefall ohne Windeinfluss durchgeführt.<sup>1</sup>

#### Prozentuelle Verteilung der Windrichtungen 1971-2007



Abbildung 7.7: Häufigste Anströmungsrichtungen Obertauern (1755m); Erstellt auf Grundlage der Daten aus Tabelle 7.2

#### 7.2.3 Schneehöhenverteilung

Eine Beurteilung der Einwehungscharakteristik des Gamsleitenhanges führte zu folgenden Ergebnissen:

• SO- und S-Winde haben eine Ablagerung der Schneemassen vor allem im oberen Teilgebiet des untersuchten Hanges zur Folge. Aufgrund der hier gegebenen Steilheit und Beschaffenheit des Untergrundes kann es hier zu gefährlichen Lawinensimulationen kommen.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Die Extremwertanalyse für den Niederschlag sowie die Häufigkeitsanalyse der auftretenden Windrichtungen wurden von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik erstellt

• Im Gegensatz dazu wird das untere Abbruchgebiet bei NW- und W-Winden verfüllt, der obere Teil wird abgeweht.

Wiederum muss an dieser Stelle angeführt werden, dass speziell bei Schneefall ohne Windverfrachtung eine sehr ernste Lawinensituation entstehen kann!

## 7.3 Chronik

Die im folgenden dargestellten Chronikereignisse, die jeweils für die Kalibrierung des Lawinensimulationsmodells SAMOS AT als Referenz dienten, stammen aus Analysen von Unterlagen der WLV, der Gemeinde Obertauern, des Seilbahnbetreibers, sowie der Polizei.

#### 7.3.1 Erhebungen zur Lawine vom 28. April 2006

Lawinenwarnstufe 2	
Datum: 28.April 2006	
Uhrzeit: 11:20	
Zusammenfassung Lawine:	
Anrisshöhe:	1 - 1,5m
Seehöhe des Anrisses:	2200m (Höhe des Gipfels $2357m$ )
Anrissbreite:	$\sim 120 \mathrm{m}$
Anrisslänge:	700m
Art:	Nassschneelawine (keine Grundlawine)
Hangneigung:	35-40°

Lawinenkegel 6m hoch, 200m breit

#### Analyse der Lawine:

Da nur der westliche Teil des Hanges abgegangen ist, liegt die Vermutung nahe, dass der Lawinenabgang durch die Einwehungssituation im Hang, sowie den schwach ausgeprägten Rücken in der Mitte des Hanges, verursacht beziehungsweise gefördert wurde.





Abbildung 7.9: Ausmaße der Lawine vom 28. April 2006; Quelle: www.lwz-salzburg.org

Abbildung 7.8: Teilansicht vom 28. April 2006

#### Folgen des Ereignisses:

- 1 Person (in Folge der Unterkühlung) im Krankenhaus verstorben Verschüttungstiefe 4m
- 7 Personen leicht verletzt
- 9 Personen teilverschüttet
- Abriss erfolgte bis komplett an den rechten Rand der sog. "Platte"  $\rightarrow$  dies ist bisher nie vorgekommen
- Abrisse vergangener Lawinen erfolgten nie oberhalb der neu errichteten GAZ-EX Anlage

#### Analyse Sekundärlawine:

Eine zweite Lawine (blau eingezeichnet) ging unmittelbar nach Ende der Rettungsaktion etwas weiter östlich auf den Verbindungsweg ab, und verfehlte nur knapp Teile der abziehenden Rettungsmannschaften. Obwohl zahlreiche Experten anwesend waren, schätzte keiner von ihnen die Situation so gefährlich ein, dass noch mit einer 2. Lawine hätte gerechnet werden müssen.

#### Meteorologischer Verlauf:

Die Gesamtschneehöhe im Nordhang der Gamsleiten konnte, auf Grund der sichtbaren Markierungen am Schneepegel, auf ca. 150cm geschätzt werden. Ein wesentlicher Rückgang der Schneemächtigkeit war, infolge Regen und damit verbundener Setzung der Schneedecke erkennbar.

Bedingungen am Freitag:

- Andauernder Regen verhindert Pistenpräparierung um 04:00
- Am Morgen (08:00) kein Regen am Berg (Zehnerkarseilbahn) aber "Nebelreißen" (Nieseln) an der Talstation
- Schneeprofil (von Erwin Bauer) um 09:00 oberhalb der Mittelstation  $\rightarrow$  Oberfläche (10-15cm) aufgefirnt, darunter kompakte Eisschicht mit 4cm und Rest darunter normaler Altschnee
- In der vorigen Nacht keinerlei Schneerutsche
- In 2000m ca. 10-15cm Neuschneezuwachs über Nacht
- Temperatur ist in den frühen Morgenstunden gesunken und Schneefall hat eingesetzt; Mittelstation ca. $0^{\circ}{\rm C}$

Zu bemerken ist, dass die Lawine im Vergleich zu durchschnittlichen Katastrophenlawinen eine geringe Mächtigkeit besaß.

### 7.3.2 Erhebungen zur Lawine vom Mai 1979

Lawinenwarnstufe *nicht bekannt* Datum: Anfang Mai Uhrzeit: Mittagszeit

#### Zusammenfassung Lawine:

Anrisshöhe:	2 - 4m
Seehöhe des Anrisses:	Höhe des Gipfels $2357m$
Anrissbreite:	gesamter Hang
Anrisslänge:	50 - 150m
Art:	Nassschneelawine (Grundlawine)

Lawinenkegel bis 100m vor Passstraße





**Abbildung 7.11:** Ausmaße der Lawine vom Mai 1979; Quelle: *BWF* 

Abbildung 7.10: Teilansicht der Lawine vom Mai 1979

#### Analyse der Lawine:

- 1 Woche nach Einstellung des Liftbetriebes
- sonniger Tag um Mittagszeit
- mächtige Nassschneelawine (Grundlawine) über gesamten Gamsleitenhang
- Ausläufer bis ca. 100m vor Objekte im Passbereich
- kein Personen- oder Sachschaden

### 7.3.3 Erhebungen zur Lawine vom 29. März 1964

Lawinenwarnstufe nicht bekannt Datum: 29.März 1964

Uhrzeit: 13:00 - 13:15

#### Zusammenfassung Lawine:

	0
Anrisshöhe:	nicht bekannt
Seehöhe des Anrisses:	2300m
Anrissbreite:	120m (Abschätzung aus Lawinenkegel)
Anrisslänge:	200m
Art:	Nassschneelawine (Grundlawine) durch Skifahrer ausgelöst
Lawinenkegel	$1200$ - $1500\mathrm{m}$ lang, $120\mathrm{m}$ breit und 5 bis 10m tief

#### Ergänzung:

Obwohl es sich bei dieser Lawine nicht um eine Selbstauslösung sondern um eine Auslösung durch den in den Hang einfahrenden Skifahrer handelte, wurde dieses Ereignis als 3. Referenzereignis herangezogen, da hier verdeutlicht wird, dass Lawinen auch vom Gipfelgrat abgehen können. Auch ein sehr kleinräumiges Schneebrett, das durch eine Person ausgelöst wird, könnte zum Mitreißen der umliegenden Schneemassen führen und so eine wesentlich größere Masse in Bewegung versetzen, welche unterhalb befindende Personen und Sachgüter gefährden könnte.





**Abbildung 7.13:** Ausmaße der Lawine vom 29. März 1964; Quelle: *BFW* 

Abbildung 7.12: Teilansicht der Lawine vom 29. März 1964; Quelle: *FMM* 

#### Analyse der Lawine:

- Grundlawine im Bereich des "breiten Hanges" vom Gipfel des Grates
- Fremdauslösung durch Skifahrer; 4 Personen querten ca. 50m unterhalb einen Steilhang
- Grundlawine kurz vor Bergstation Kirchbühellift zum Stillstand gekommen
- 1 Person tödlich verunglückt

## 7.4 Erhebungen vor Ort

#### 7.4.1 Schneeprofile

Im Laufe der Messungen wurden mehrere Schneeprofile<sup>2</sup> erstellt, ausgewertet und verglichen, um einen genaueren Einblick in die Verhältnisse innerhalb der Schneedecke zu erhalten. Zusätzlich wurde deren genaue Position mit einem GPS System vermessen, siehe dazu Abbildung 7.14 Die einzelnen Profile sind im Anhang



Abbildung 7.14: Position der Schneeprofile

angeführt.

Auffallend war, dass die beiden Profile I und II, trotz ihrer unterschiedlichen Lage, im Schneedeckenaufbau sehr ähnlich waren. Diese beiden Schneeprofile wurden im Abstand von 2 Tagen erstellt. Jedoch darf nicht angenommen werden, dass ein gegrabenes Profil an der Position II immer die Verhältnisse unterhalb der Gamsleite (z.B. bei Profil I) wiedergibt!

Profil VII zeigte selbst am 17.04.2007 noch eine Schneemächtigkeit von 300cm. Die überdurchschnittlich hohe Schneehöhe in diesem Bereich ist auf Einwehung zurückzuführen und wurde in der Vergangenheit von Hand gesprengt werden. Dies verdeutlicht die Tatsache, dass selbst in schneearmen Wintern beträchtliche Schneemengen in Mulden und Rinnen durch Windverfrachtung zusammenkommen können.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Alle Schneeprofile sind im Anhang angeführt

#### 7.4.2 GPS-Aufnahmen

Zusätzlich zu den Schneeprofilen wurden am 11. April die Positionen der für die seismische Aufnahme verwendeten Geophone verzeichnet. Ihre Koordinaten sind in Tabelle 7.3 dargestellt.

		North	East
1	Geophon 1	N47°14′24.7″	E013°32′44.9″
2	Datalogger 01/Geophon 2	N47°14′24.7″	E013°32′49.0″
3	Geophon 3	N47°14′24.7″	E013°32′51.2″
5	Datalogger $02$ /Geophon 4	$N47^{\circ}14'24.5''$	$E013^{\circ}32'52.6''$
5	Geophon 5	N47°14′24.2″	E013°32′54.5″
6	Geophon 6	N47°14′24.0″	$E013^{\circ}32'56.1''$

Tabelle 7.3: Koordinaten der Geophone

Weiters wurde der Lawinenbrecher am Fuß der Gamsleite für die später erfolgten Lawinensimulationen durch die Aufnahme mehrerer charakteristischer Punkte aufgenommen, siehe dazu Abbildung 7.15.



Abbildung 7.15: Position des Lawinenbrechers

## 7.5 Maßgebliche Flächen und Abbruchgebiete

Auf Grundlage von Gesprächen mit Experten, sowie der Daten von vergangenen Ereignissen, im speziellen der Lawinenabgänge von 2006, 1979 und 1964, wurden die primären Abbruchgebiete für die Simulation mit SAMOS bestimmt. Der Hang der Gamsleiten kann in mehrere Abbruchgebiete eingeteilt werden, welche bei verschiedenen Anströmungsrichtungen unterschiedlich stark verfüllt werden.

Weiters bleibt zu erwähnen, dass ein schwach ausgeprägter Rücken, welcher sich unterhalb der Gamsleitenspitze von 2100m bis etwa 2250m erstreckt, dazu führt, dass in vielen Fällen (z.B. auch im Falle der Lawine 2006) der obere, westliche Bereich in ein linkes und rechtes Anrissgebiet getrennt wird.

Unter Berücksichtigung all dieser Faktoren erfolgte eine Festlegung der primären Abbruchgebiete wie folgt:



Abbildung 7.16: Unterteilung der Abbruchgebiete

Die grünen Flächen stellen die Abbruchgebiete dar, welche bei SO-Anströmung einer Verfüllung unterliegen und in den orangen Gebieten wird bei NW-Anströmung Schnee abgelagert.

## 7.6 Lawinensprengungen

Obwohl mit der bestehenden Gazex Anlage bereits zahlreiche Sprengungen durchgeführt und die aufgelegten *Aufnahmeblätter zur Lawinensprengung* immer ausgefüllt wurden, konnten auf Grundlage der meteorologischen Bedingungen im Untersuchungszeitraum keine größeren Lawinenabgänge beobachtet werden.

## 7.6.1 Protokoll

Das Protokoll in folgender Form wurde bei jeder Zündung der bestehenden GAZEX vom ausführenden Sprengpersonal ausgefüllt:

Aufnahmeblatt	Lawinens	preng	ung

- Aufnahmetrupp:				
- Datum:				
- Uhrzeit der Sprengung:				
- Temperatur (07:00, am	Berg):	_°C		
- Neuschneehöhe (07:00, a	m Berg):	_ cm		
- Gesamtschneehöhe (07:0	00, am Berg):	_ cm		
- Pegelstange (07:00, am I	Serg):	cm		
- Neuschneeart:  □ troo	ckener Neuschnee 🛛 🗆 feu	chter Neuschne	e	
- Auslösung durch Schifal	hrer: 🗆 Ja		□ Nein	
- Selbstauslösung: □ Ja □ we; □ we; □ we; □ we;	gen Erwärmung, Regen, Durc gen Neuschnee gen Schneeverfrachtung durch gen Schneedeckenaufbau	hfeuchtung 1 Wind	□ Nein	
- Künstliche Auslösung (G	GAZ EX): 🗆 Ja		□ Nein	
- Resultat:  Größe 1 (bis zur Felsstufe) Größe 2 (bis zum Hang unterhalb der Felsstufe) Größe 4 (bis zur Schieberhütte) Größe 4 (bis zur Schieberhütte) Größe 5 (talwärts von Schieberhütte) trotz Sprengung kein Lawinenabgang Beobachtung nicht möglich				
- Anbruchgebiet				
Form des Anrisses Lage der Gleitfläche Feuchte des Schnees - <b>Sturzbahn</b>	Schneebrettlawine (linien     Lockerschneelawine (pun     Bodenlawine (auf dem B     Oberlawine (innerhalb de         Trockenschneelawine     Nassschneelawine	förmig) (ktförmig) oden) r Schneedecke	)	
Form der Bewegung	g □ Staublawine □ Mischform □ Fließlawine			

Abbildung 7.17: Aufnahmeblatt zur Lawinensprengung

#### 7.6.2 Zusammenfassung

Die Auswertung der Protokolle ergab, dass trotz zahlreich durchgeführter Sprengungen keine größeren Abgänge registriert wurden. Abgänge waren maximal bis zum Hang unterhalb der Felsstufe zu beobachten (entspricht  $Grö\beta e\ 2$  im Aufnahmeblatt).



Abbildung 7.18: Auswertung der Sprengprotokolle; Obertauern (1755m)

## 7.7 Seismische Untersuchungen im Zuge der Gazex Sprengungen

#### 7.7.1 Versuchsanordnung

Um die Schwingungen, hervorgerufen durch die Gazex-Sprengungen beurteilen zu können, wurden am 11.April 2007 umfassende seismische Untersuchungen durchgeführt<sup>3</sup>.

In der unmittelbaren Umgebung der Gazex Anlage wurden sechs Geophone in einer linearen Anordnung verankert. Die Standortwahl erfolgte in Abhängigkeit der Zugänglichkeit sowie der Möglichkeit einer guten Verankerung der Geophone im Untergrund. Die Versuchsanordnung auf dem Nordhang der Gamsleiten-Spitze erfolgte nahezu in West-Ost Ausrichtung, annähernd auf einer Höhenlinie mit der GAZEX Anlage. Zusätzlich wurde ihr Standpunkt<sup>4</sup> mittels einer GPS Messung festgehalten, siehe dazu Abbildung 7.19 beziehungsweise 7.3.

Es wurden sechs 1-dimensionale vertikale Geophone der Type "Geo-Space GS11" als auch zwei 3-dimensionale Geophone (Mark 3D Seismometer) mit den korrespondierenden Dataloggern verwendet, um eine präzise Darstellung der Messungen der

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Alle seismischen Messungen sowie die Analysen wurden in Zusammenarbeit mit der Universitat de Barcelona, vertreten durch I. Vilajosana, durchgeführt .

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Standpunkt 1 bis 6, wobei Standpunkt 1 am nächsten zum Zündrohr gelegen ist

Schwingungen des Untergrundes zu gewährleisten. Als Datalogger kamen zwei Geräte vom Typ "Orion" der Firma Nanometrics, sowie zwei "SL07" Stationen der Firma SARA zum Einsatz. Ihre Standorte wurden bereits in Tabelle 7.3 angeführt.



Abbildung 7.19: Standorte der Geophone (gelb) und der GAZEX Anlage (rot); aufgenommen durch GPS

Alle Sensoren wurden vertikal im Untergrund verankert, die 3-dimensionalen Geräte zusätzlich in Nord-Süd Richtung ausgerichtet. Die Längenausdehnung der Versuchsanordnung betrug 237 m. Nach Einstellen des Liftbetriebes sowie Ausschluß sonstiger störender Ursachen, um unerwünschte Erschütterungen zu vermeiden, wurden drei voneinander unabhängige Versuchssprengungen der GAZEX Anlage im Abstand von etwa 15 Minuten ausgelöst und von der Versuchsanordnung aufgezeichnet. Jede dieser Sprengungen erfolgte mit  $0, 8m^3$  Gas, was in etwa einer Menge von 8, 75kg TNT entspricht. Die Geräte zeichneten die Ankunftszeiten der Wellenzüge der direkten, reflektierten und refraktierten Körper- und Oberflächenwellen, hervorgerufen durch die Detonation, sowie akustische Wellen auf, welche anschließend untersucht wurden.

Während der Messungen war keine durchgehende Schneedecke vorhanden. Nur Teile des Hanges waren mit Nassschnee und einer darüber liegenden Eiskruste bedeckt. Zonen, an denen die darunter liegende Vegetation zum Vorschein kam, wechselten mit Bereichen mit einer kompakten Schneedecke (Mächtigkeit > 1m) ab. Aufgrund der in Summe geringen Mächtigkeit der Schneedecke während dieser Untersuchungen, wurde durch die Versuchssprengungen kein Lawinenabgang ausgelöst.

Um eine zeitgleiche Aufzeichnung zu gewährleisten, wurden die Datalogger mittels GPS Empfangseinheiten synchronisiert. Die Daten wurden mit einer Abtastrate von 200sps aufgezeichnet.

#### Signalanalyse

In Abbildung 7.20 sind die seismischen Signale (vertikal) der Erschütterungen (aufgezeichnet durch die SARA Stationen) für die drei Sprengungen A, B und C gezeigt. Die Seismogramme sind nach der Entfernung zum Zündrohr dargestellt. Die Ordinate entspricht dabei der Erschütterung in mm/s, die Abszisse der Zeit in Sekunden (Abbildungen 7.20 bis 7.28 aus (SURINACH . 2007)).

Die Seismogramme der drei Sprengungen sind einander im Allgemeinen sehr ähnlich. Somit ist eine gute Reproduzierbarkeit gegeben.

Zwei unterschiedliche Wellenpakete konnten dabei beobachtet werden. Die Dauer der seismischen Signale ist in allen drei Fällen ebenfalls sehr ähnlich und variiert zwischen 0,4 und 1 Sekunde. Eine Attenuation beider Wellenpakete mit der Distanz ist klar ersichtlich.

#### Bestimmung der Wellengeschwindigkeit

Durch Ablesen der Zeit des ersten Signalausschlags der zwei Wellenpakete konnten die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der zwei Wellenpakete bestimmt werden. Sie betrugen für das erste Wellenpaket (3180  $\pm$  198m/s), für das zweite Wellenpaket 331 $\pm$ 6m/s. Diese Werte stimmen mit den üblichen Geschwindigkeiten für P-Wellen und akustische Wellen überein (SURINACH . 2007).

Die Amplitudenmaxima wurden am Standpunkt 2 (Datalogger 01/Geophon 2) für das später ankommende akustische Wellenpaket beobachtet (7.20). Die maximalen Amplituden dieses Wellenpaketes an diesem Standpunkt während der Explosionen A, B und C betrugen 0,0257mm/s, 0,0267mm/s sowie 0,0272mm/s. Abbildung 7.21 zeigt den Vergleich der vertikalen Komponenten an den Standorten 2 und 4, aufgezeichnet durch die ORION sowie SARA Messgeräte.

Abbildungen 10.9 bis 10.11 im Anhang zeigen die drei Bestandteile des Seismogrammms (Z, O-W, N-S) der jeweiligen Zündungen (A,B und C) an den Standpunkten 2 und 4. Die Abbildungen belegen eine höherer Amplitude der Horizontalkomponente in der Vertikalen, besonders beim zweiten Wellenpaket.

In Abbildung 7.22 wird deutlich, dass für das erste Wellenpaket keine bevorzugte Schwingungsrichtung (Bodenschwingung) existiert. Eine starke Amplitude der Vertikalkomponente ist ersichtlich (Abbildung 7.22; zweite Reihe). Dies ist eine übliche Eigenschaft einer P-Welle. Die Amplitude der West-Ost Komponente der zweiten Wellengruppe, die der Ausbreitungsrichtung von der Gazex Anlage zu den Aufzeichnungsgeräten entspricht, dominiert in Abbildung 7.23. Die Amplitude der Vertikalkomponente ist kleiner als die der horizontalen Komponenten. Dies lässt auf



Abbildung 7.20: Seismogramme der Erschütterungen



Abbildung 7.21: Vertikalkomponenten an den Standorten 2 und 4



Abbildung 7.22: Schwingungsaufzeichnung für das erste Wellenpaket; die erste Reihe zeigt die Aufzeichnung gegen die Zeit (für Z, N-S und O-W); die zweite Reihe zeigt die Schwingungen der Richtungen (O-W gegen N-S), (N-S gegen Z) und (O-W gegen Z). Die dritte Zeile zeigt die Z-Komponente der Aufzeichnung; darunter die selben Aufzeichnungen für den Standort 4



akustische Wellenpakete schließen.

Abbildung 7.23: Schwingungsaufzeichnung für das zweite Wellenpaket; die erste Reihe zeigt die Aufzeichnung gegen die Zeit (für Z, N-S und O-W); die zweite Reihe zeigt die Schwingungen der Richtungen (O-W gegen N-S), (N-S gegen Z) und (O-W gegen Z). Die dritte Zeile zeigt die Z-Komponente der Aufzeichnung; darunter die selben Aufzeichnungen für den Standort 4

#### 7.7.2 Ergebnisse

Abbildung 7.24 stellt einen "contour plot" der Energiespektren jeder einzelnen Sequenz (Schwingungen der vertikalen Komponente) in Abhängigkeit von der Entfernung zur Gazex Anlage dar. Die Standpunkte jeder Aufzeichnungsstationen ist als gepunktete Linie gekennzeichnet. Die Farben bezeichnen die Amplituden der Energiespektren. Die Amplituden reichen von  $10^{-8}mm^2/s$  bis  $10^{-12}mm^2/s$ . Im Bereich zwischen 10 - 25 Hz zeigen die Amplituden am Standpunkt 2 sehr große Werte. Die Amplitude des Signals am Standpunkt 6 bleibt in allen Frequenzbereichen klein (SURINACH . 2007). Der untere Teil der Abbildung 7.24 stellt die Amplifikation des Signals, bezogen auf Signal am Standpunkt 1, dar. Positive Werte (rot) bedeuten eine Verstärkung, negative Werte (blau) eine Abnahme der Amplitude.

Im Allgemeinen kann eine Attenuation des Signals mit ansteigender Distanz zur Gazex Anlage in den oberen Frequenzbereichen festgestellt werden. Weiters ist eine Verstärkung der Signale am Standpunkt 2 erkennbar. Eine Verstärkung kann auch noch an den Standpunkten 3,4 und 5 beobachtet werden. Für die Standpunkte 5 und 6 ist eine Attenuation in allen Frequenzbereichen gegeben. Hohe Frequenzbereiche werden viel schneller abgeschwächt, daher sind die Signale für alle Stationen mit größerer Entfernung als Standpunkt 2 bereits stark abgeschwächt (SURINACH.



Abbildung 7.24: contour plot der Energiespektren in Abhängigkeit von der Entfernung

2007).

#### Bodenbeschleunigung

Um die Maßgebenden Werte der Bodenbeschleunigung durch die Gazex Anlage analysieren zu können, wurden die Bodenbeschleunigungen an jedem Standort von den zuvor erläuterten Zeitreihen abgeleitet. Auch hier sind die zwei Wellenzüge und eine Attenuation des ersten Wellenpaketes mit zunehmender Distanz von der Sprengung klar erkennbar.

Die maximalen Amplituden sind wiederum, aufgezeichnet in den Standpunkten 2 und 4, in den horizontalen Komponenten verzeichnet (Abbildungen 10.12 bis 10.14 im Anhang).

In Abbildung 7.26 ist die Entwicklung Energiespektren der Bodenbeschleunigung mit zunehmender Distanz (P und akustische Wellen der einzelnen Zeitreihen) dargestellt. In den Standpunkten 1 bis 4 sind hohe Werte der Bodenbeschleunigungen (der Amplituden) erkennbar. Die reichen von  $10^{-10}$  bis  $10^{-12}m^2/s^3$ , wobei das Maximum wiederum am Standpunkt 2 zu finden ist. Auffallend ist, dass die Bodenbeschleunigung sehr schnell attenuiert wird (Abbildung 7.26 unterer Teil). Ähnlich den Ergebnissen zuvor ist eine Verstärkung des Signals am Standpunkt 2 zu beobachten. Am Standpunkt 6 ist das Signal bereits deutlich abgeschwächt.



Abbildung 7.25: Bodenbeschleunigungen der drei Versuchssprengungen



Abbildung 7.26: contour plot für die Energiespektren der Bodenbeschleunigung in Abhängigkeit zur Distanz; die untere Zeile ist wiederum auf Standpunkt 1 bezogen; die Farben kennzeichnen die Amplitude in dB

#### Maxima der Bodenbeschleunigung

In den Abbildungen sind die Maxima der Bodenbeschleunigung (engl.: peak ground acceleration PGA) für P Wellen beziehungsweise für die akustischen Wellen abgebildet. Die Maximalwerte sind wiederum am Standpunkt 2 zu verzeichnen (für P und akustische Wellen). Weiters sind die Werte der Horizontalkomponenten (N-S) höher als die Werte der Vertikalkomponenten. Die maximalen Werte der P-Wellen Amplitude betragen  $0, 13 \times 10^{-3}g$  am Standpunkt 2 (N-S). Mit steigender Entfernung nehmen die Werte der maximalen Bodenbeschleunigung ab. Die Werte am Standpunkt 6 sind ungefähr 10 mal kleiner als die am Standpunkt 1. Für die akustischen Wellenpakete sind die Maxima am Standpunkt 2 zu beobachten  $(2, 3 \times 1^{-3}g)$ . Auch hier ist die Abschwächung mit der Distanz gegeben.

In keinem Fall übersteigen die Werte  $2, 5 \times 10^{-3}g$  (Standpunkt 2).

#### Ergebnisse

Die Seismogramme stellten die drei Detonationen auf eine sehr ähnliche Weise dar, was eine gleiche Ladung der GAZEX Anlage in allen drei Fällen bestätigt. Die Reproduzierbarkeit war somit gegeben. Die Dauer der seismischen Signale war annähernd kongruent. Sie betrug zwischen 0,4 und 1 Sekunde. Eine Abnahme der Signalstärke mit der Distanz für beide Wellenpakete (Körperwellen und Akustische Wellen) konnte beobachtet werden(SURINACH . 2007).



Abbildung 7.27: Peak ground acceleration für P Wellen in Abhängigkeit zur Entfernung



Abbildung 7.28: Peak ground acceleration für akustische Wellen in Abhängigkeit zur Entfernung

#### Zusammenfassung:

- Die Analyse der Daten, ausgelöst durch die drei Sprengungen, lieferte gute Reproduzierbarkeit der seismischen Signale in Bezug auf Zeit und Frequenz.
- Zwei Wellenzüge konnten identifiziert werden
  - 1. Der Wellenzug aufgrund der Schwingungen im Untergrund (Körper und Oberflächenwellen)
  - 2. Der Wellenzug aufgrund der akustischen Signale
- Eine Abschwächung der beiden Wellenzüge mit wachsender Distanz der Messpunkte zur GAZEX Anlage konnte bestätigt werden.
- Die maximale Amplitude des ganzen Signals ist nicht größer als 0,1184mm/s. Die Amplituden einiger Bereiche variieren zwischen  $10^{-8}mm^2/s \ bis 10^{-12}mm^2/s$ .
- Die maximale Amplitude der gesamten Bodenbeschleunigung ist nicht größer als 20,  $58mm/s^2$ . Bereiche variieren zwischen  $10^{-12}m^2/s^3$  und  $10^{-12}m^2/s^3$ .
- Die Maximalwerte der Geschwindigkeiten und Beschleunigungen entsprechen den akustischen Wellen (in N-S Richtung).
- Am Standpunkt 2 tritt eine ungewöhnlich starke Verstärkung der gemessenen Signale auf. Dies betrifft allerdings nur die Werte der akustischen Wellenzüge.
- Eine Attenuation mit der Entfernung zur Gazex Anlage ist an allen Stationen für alle Wellengruppen zu beobachten.
- Der Standpunkt 6 in einer Entfernung von 370 Metern zur Gazex Anlage zeigte die kleinsten Amplituden  $(0,0029mm/s\ bzw0,4043mm/s^2)$ .
- Die maximale Bodenbeschleunigung (Peak Ground Acceleration PGA) wurde am Standpunkt 2 verzeichnet  $(0, 13 \times 10^{-3}g$  für P-Wellen und 2,  $1 \times 10^{-3}g$  für akustische Wellen).
- Mit zunehmender Entfernung zwischen der Gazex Anlage und dem jeweiligen Messpunkt konnte ebenfalls eine Abschwächung der maximalen Bodenbeschleunigung für beide Wellenzüge beobachtet werden.

# 8 Lawinensimulationen mit SAMOS AT

## 8.1 Modellkalibrierung von SAMOS

Ausgehend von vergangenen und gut dokumentierten Lawinenabgängen im Bereich der Gamsleite wurde das Modell SAMOS-AT angepasst, um diese Ereignisse zufriedenstellend wiederzugeben. Anhand dieser Kalibrierung des Modells SAMOS werden diverse Szenarien auf einem Geländemodell mit 10m Auflösung mit dem kalibrierten Modell gerechnet.

### 8.1.1 Simulation der Lawine vom 28. April 2006

Durch die Tatsache, dass besonders für die Lawine des Winters 2006 sehr gute Aufzeichnungen vorhanden (siehe Kap. 7.3) sind, wurde diese als "Referenzereignis" für die Modellkalibrierung herangezogen. Durch eine genaue Abgrenzung des Abbruchgebietes und der Anpassung mehrerer für die Simulation notwendiger Parameter, wie etwa der Reibung oder der Strömungsdichte, ist es möglich, eine gute Übereinstimmung der Simulation mit den tatsächlichen Beobachtungen im Hinblick auf Ablagerungshöhen sowie Ausläufer der Lawine zu erzielen.

Eingangsdaten:		
Anrissmächtigkeit:	1,5 m	
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$	
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$	
Volumen:	$33866 \ m^3$	
Fläche:	2,3 ha	
Masse:	$15,\!24 \ kt$	
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$	



Abbildung 8.1: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation Lawine 2006



Abbildung 8.2: Spitzendrücke - Simulation Lawine 2006


Abbildung 8.3: Schneehöhe Ablagerungsgebiet - Simulation Lawine 2006



Abbildung 8.4: Foto Übersicht - Lawine 2006; Quelle: www.lwz-salzburg.org

Die Abbildung 8.3 beziehungsweise die Schneehöhen im Ablagerungsgebiet zeigen eine gute Übereinstimmung mit den tatsächlich beobachteten Höhen. Auch das Ausmaß der Lawine wird gut wiedergegeben (siehe Abbildung 8.4). Lediglich der nordwestliche Ausläufer reicht in der Simulation etwas weiter talwärts, was vor allem auf die grobe Auflösung des Geländemodells (10m) zurückzuführen ist.

#### 8.1.2 Simulation der Lawine vom Mai 1979

Über die Lawine aus dem Jahre 1979 ist bezüglich der Ausmaße folgendes bekannt:

- 1. Die Ausläufer reichten bis 100m vor die Paßstrasse
- 2. Die Abbruchgebiete sind aus Chronikbildern ersichtlich
- 3. Die durchschnittliche Abbruchhöhe betrug ca. 3m

Mit diesen Maßen stellt diese Lawine ein Katastrophenszenario dar, wie sie üblicherweise bei der Gefahrenzonenplanung Verwendung findet. Dieses Ereignis wurde daher für die Eichung der "Großlawinen"szenarien verwendet.

Anrissmächtigkeit:	3 m
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Fläche:	8.6 ha
Masse:	$116.7 \ kt$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

#### **Eingangsdaten:**



Abbildung 8.5: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation Lawine 1979



Abbildung 8.6: Spitzendrücke - Simulation Lawine 1979



Abbildung 8.7: Schneehöhe Ablagerungsgebiet - Simulation Lawine 1979

## 8.2 Simulationen SAMOS inklusive Damm

Da bereits ein Lawinendamm unterhalb der Gamsleiten errichtet worden ist, wurden die folgenden Berechnungen inklusive diesem Bauwerk durchgeführt.

## 8.2.1 Simulation der Lawine vom 28. April 2006 mit Damm

In diesem Fall wurde der bereits bestehende Damm am Fuße des breiten Hanges in die Simulation miteinbezogen. Die Abbildungen 8.9 zeigt, dass eine Lawine mit identischen Ausmaßen wie am 28. April 2006 (siehe Abschnitt 8.1.1 zwar auf den Damm aufläuft, ein großer Teil der Lawine jedoch auf die Piste abgelenkt wird.

Eingangsuaten:	
Anrissmächtigkeit:	1,5 m
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350~kgm^{-3}$
Volumen:	$33866 \ m^3$
Masse:	$15,2 \ kt$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

## Eingangsdaten



Abbildung 8.8: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation Lawine 2006



Abbildung 8.9: Spitzendrücke - Simulation Lawine 2006



Abbildung 8.10: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Lawine 2006

## 8.2.2 Simulation der Lawine vom 28.April 2006 + 2 Dämme

Da der Ausbau des bereits vorhandenen Damms geplant ist, wurden auch Simulationen für eine Variante der Erweiterung durchgeführt.

Vergleicht man die Simulation mit der 1 Damm-Berechnung aus Abschnitt 8.2.1, so muss betont werden, dass eine Schutzwirkung besonders für die westlich gelegene Piste erst beim Bau des zweiten Damms beziehungsweise einer Verlängerung des bestehenden Dammes gegeben ist.

Anrissmächtigkeit:	1.5 m
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Volumen:	$33866 \ m^3$
Fläche:	2.3 ha
Masse:	$15.2 \ kt$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

#### Eingangsdaten:



Abbildung 8.11: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 2 Dämme



Abbildung 8.12: Spitzendrücke - Simulation für 2 Dämme



Abbildung 8.13: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 2 Dämme

# 8.3 Simulationen SAMOS für unterschiedliche Einwehungsszenarien

In diesem Kapitel werden Berechnungen des Lawinenauslaufs aufgrund unterschiedlicher Einwehungssituationen durchgeführt. Aus der Analyse der meteorologischen Daten sowie Expertenbefragungen wurden die primären Anströmungsrichtungen und dazugehörige Einwehungshöhen ermittelt.

Wie in Abbildung 8.14 zu sehen, erfolgte eine Unterteilung der Gamsleiten in diese primären Anbruchgebiete. Die grünen Flächen (V und VI) stellen die Gebiete dar, welche besonders bei SE-Anströmung von Einwehung betroffen sind, in den orangen Flächen (I, II, III und IV) werden vor allem bei NW-Anströmung Schneeverfrachtungen akkumuliert.

Obwohl es nach Augenzeugenberichten bei NW-Winden eher zu einer Abwehung des gesamten Hanges und zur Verfüllung einzelner Mulden kommt, wird in den Simulationen angenommen, dass auch hier deutliche Einwehungen möglich sind, da damit die Gefahr eher überschätzt und ein Unterschätzten vermieden wird!

Die angenommenen prozentuellen Ein- bzw. Auswehungen der einzelnen Flächen sind in den jeweiligen Unterpunkten für die unterschiedlichen Anströmungsrichtungen zu finden. Obwohl die Schneemenge in den einzelnen Flächen variieren kann,



Abbildung 8.14: Übersicht der Abbruchgebiete

wird immer ein gleichzeitiger Abgang aller Flächen angenommen!

Eine weitere Unterteilung erfolgte in unterschiedliche Anbruchhöhen. Die Begründung für die einzelnen Punkte sind wie folgt:

Szenario mit 30 cm Unter der Annahme dass noch weitere GAZEX-Anlagen installiert werden und immer präventiv gesprengt wird, stellen 30 cm die maximale Schneehöhe durch Triebschneeablagerungen dar, bis zu der Sprengungen durchgeführt werden dürfen. Dadurch darf angenommen werden, dass sich im Anrissgebiet (flächig) nie mehr als 30 cm Schnee befinden.

Das primäre Ziel der Installation weiterer GAZEX-Anlagen ist die Neuschneemächtigkeit im gesamten Anrissgebiet immer auf einem Niveau zu halten, welches keine Gefahr für die talwärts liegenden Pisten und Gebäude darstellt. Auch von Seiten des Liftbetreibers wurde mehrfach erwähnt, dass geplant ist bei Neuschneeereignissen ab ca. 20 cm sofort Sprengungen durchzuführen um der Bildung potentiell gefährlicher Schneehöhen entgegen zu wirken. (Dies wurde auch bereits mit der bestehenden GAZEX-Anlage durchgeführt, jedoch zeigte der Winter 2006/07 nur wenige starke Niederschlagsereignisse.)

- 30 jähriges Ereignis (135 cm) Die Analyse der mittleren Anbruchhöhen, durchgeführt durch die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, ergab eine Anbruchhöhe von 135 cm für eine Wiederkehrzeit von 30 Jahren.
- 150 jähriges Ereignis (170 cm) Für eine Wiederkehrzeit von 150 Jahren beträgt die Neuschneehöhe 170 cm, siehe dazu Abschnitt

Da die Neuschneehöhen für ein 30- und 150-jähriges Ereignis durch regelmässiges Absprengen mit der bestehenden sowie der geplanten GAZEX-Anlagen praktisch nicht mehr erreicht werden sollten, sind die zugehörigen Simulationen als Annahme für ein "Nicht-vorhanden-sein" von GAZEX-Anlagen zu verstehen (d.h. ein Gefahrenszenario ohne Schutzmaßnahmen bzw. beim Versagen der Sprengung).

In allen folgenden Simulationen wurde der **bestehende Damm** berücksichtigt!

## 8.3.1 Simulation für NW Einwehung

Obwohl auch bei NW-Anströmungen aus Erfahrung gesagt werden kann, dass der Hang großteils abgeweht wird, wurde bei folgenden Simulationen in gewissen Abbruchgebieten eine Zunahme der Schneemächtigkeit durch Schneeverfrachtung in Mulden angenommen.



Abbildung 8.15: Unterteilung der Abbruchgebiete für NW-Anströmung

Abbildung 8.15 zeigt die Annahmen bezüglich der prozentuellen Verteilung in den Abbruchgebieten für NW-Anströmung. Der obere Teil wird hier abgeweht (-50 % der Schneehöhe) und der untere mit +50 % eingeweht.

## Szenario mit 30cm für NW

## Eingangsdaten:

Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu = 0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	6.5	0.45	3.2	14498
II	0.5	0.3	0.4	1204
III	5.6	0.45	2.8	12389
IV	7.5	0.45	3.7	16697
V	2.5	0.15	3.6	5460
VI	0.4	0.15	0.6	921



Abbildung 8.16: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für NW bei 30 cm



Abbildung 8.17: Spitzendrücke - Simulation für NW bei 30 cm



Abbildung 8.18: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für NW bei 30 cm

## 30 jähriges Ereignis (135cm) für NW

## Eingangsdaten:

Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	29.3	2.0	3.2	64436
II	2.4	1.4	0.4	5621
III	25.1	2.0	2.8	55065
IV	33.7	2.0	3.7	74209
V	11.0	0.7	3.6	25484
VI	1.8	0.7	0.6	4300



Abbildung 8.19: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für NW bei 135 cm



Abbildung 8.20: Spitzendrücke - Simulation für NW bei 135 cm



Abbildung 8.21: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für NW bei 135 cm

## 150 jähriges Ereignis (170cm) für NW

## Eingangsdaten:

Schneedichte:	450 <i>kgm</i> *
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^{3}]$
Ι	36.9	2.6	3.2	82156
II	3.1	1.7	0.4	6826
III	31.6	2.6	2.8	70208
IV	42.6	2.6	3.7	94617
V	13.9	0.9	3.7	30944
VI	2.3	0.9	0.6	5221



Abbildung 8.22: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für NW bei 170 cm

Abbildung 8.23: Spitzendrücke - Simulation für NW bei 170 cm



Abbildung 8.24: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für NW bei 170 cm

## 150 jähriges Ereignis (170cm) für NW (MAXIMALVARIANTEN)

In dieser Maximalvariante wird der Reibungsparameter auf  $\mu = 0.16$  reduziert, wie dies üblicherweise in der Gefahrenzonenplanung für Staub- und Trockenlawinen verwendet wird.

	டingangs	daten:			
Sch	needichte:		$450 \ kgm^{-3}$		
Str	ömungsdic	hte:	$350 \ kgm^{-3}$		
Rei	bungspara	meter:	$\mu=0.16$		
	Gebiet	Masse	Anrisshöhe	e Fläche	Volumen
		[kt]	[m]	[ha]	$[m^{3}]$
	Ι	36.9	2.6	3.2	82156
	II	3.1	1.7	0.4	6826
	III	31.6	2.6	2.8	70208
	IV	42.6	2.6	3.7	94617
	V	13.9	0.9	3.7	30944
	VI	2.3	0.9	0.6	5221

#### Eingangsdaten:



Abbildung 8.25: Ausläufer der Lawine bei NW unter Annahme der MAXIMALVARI-ANTE ( $\mu = 0.16$ ); blau: 30cm; orange: 135cm; rosa: 170cm

## 8.3.2 Simulation für SE Einwehung

Wie bereits erwähnt, erfolgt bei SE-Anströmung eine verstärkte Einwehung des oberen Bereiches. Für die tiefer liegenden Flächen wurde eine Abwehung von -20 % angenommen.



Abbildung 8.26: Unterteilung der Abbruchgebiete für SE-Anströmung

Abbildung 8.26 zeigt die Annahmen bezüglich der prozentuellen Verteilung in den Abbruchgebieten für SE-Anströmung.

#### Szenario mit 30cm für SE

Dieser Simulation liegt, wie den Simulationen in Kapitel 8.3 die Annahme zu Grunde, dass nie mehr als 30 cm Schnee in den Abbruchgebieten zu liegen kommen, da eine Sprengung bereits vorher stattfindet.

$450 \ kgm^{-3}$
$350 \ kgm^{-3}$
$\mu=0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	3.5	0.2	3.2	7732
II	0.5	0.3	0.4	1204
III	3.0	0.2	2.8	6607
IV	4.0	0.2	3.7	8905
V	7.4	0.5	3.6	16382
VI	1.2	0.5	0.6	2764

#### Fließlawine:



Abbildung 8.27: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für SE bei 30 cm



Abbildung 8.28: Spitzendrücke - Simulation für SE bei 30 cm



Abbildung 8.29: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für SE bei 30 cm

## 30 jähriges Ereignis (135cm) für SE

## Eingangsdaten:

Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	15.7	1.1	3.2	34795
II	2.4	1.4	0.4	5421
III	13.4	1.1	2.8	29735
IV	18.0	1.1	3.7	40073
V	33.2	2.0	3.6	73721
VI	5.6	2.0	0.6	12439

## Fließlawine:



Abbildung 8.30: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für SE bei 135 cm



Abbildung 8.31: Spitzendrücke - Simulation für SE bei 135 cm



Abbildung 8.32: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für SE bei 135 cm

## 150 jähriges Ereignis (170cm) für SE

## Eingangsdaten:

Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	19.7	1.4	3.2	43817
II	3.1	1.7	0.4	6826
III	16.8	1.4	2.8	37444
IV	22.7	1.4	3.7	50462
V	41.8	2.6	3.6	92834
VI	7.0	2.6	0.6	15665



Abbildung 8.33: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für SE bei 170 cm



Abbildung 8.34: Spitzendrücke - Simulation für SE bei 170 cm



Abbildung 8.35: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für SE bei 170 cm

## 8.3.3 Simulationen für Szenarien ohne Windeinfluss

In diesem Kapitel sollen Schneeverhältnisse ohne den Einfluß von Wind simuliert werden. Dies entspricht einer gleichmäßigen Verteilung des Schnees über die gesamte Ausdehnung in der Gamsleiten.



Abbildung 8.36: Unterteilung der Abbruchgebiete für keinen Wind

## Szenario mit 30cm ohne Windverfrachtung

In folgender Simulation wurde nun ein "Worst-Case" Szenario für obige Situation gerechnet. Dies bedeutet ein **flächiges Abgehen des gesamten Hanges** bei einer Anrissmächtigkeit von **30cm** 

Eingangsdaten:	
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	4.3	0.3	3.2	9665
II	0.5	0.3	0.4	1204
III	3.7	0.3	2.8	8259
IV	5.0	0.3	3.7	11131
V	4.9	0.3	3.6	10921
VI	0.8	0.3	0.6	1842

#### Fließlawine:



Abbildung 8.37: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 30 cm ohne Windeinfluss



Abbildung 8.38: Spitzendrücke - Simulation für 30 cm ohne Windeinfluss



Abbildung 8.39: Höhe des abgelagerten Schnees  $[\mathrm{m}]$  - Simulation für 30 cm ohne Windeinfluss

## 30 jähriges Ereignis (135cm) ohne Windverfrachtung

135cm Anrissmächtigkeit entsprechen einer Wiederkehrzeit von 30 Jahren.

Eingangsdaten:	
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu = 0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	19.6	1.35	3.2	43494
II	2.4	1.35	0.4	5421
III	16.7	1.35	2.8	37168
IV	22.5	1.35	3.7	50091
V	22.1	1.35	3.6	49147
VI	3.7	1.35	0.6	8293

#### Fließlawine:



Abbildung 8.40: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 135 cm ohne Windeinfluss



Abbildung 8.41: Spitzendrücke - Simulation für 135 cm ohne Windeinfluss



Abbildung 8.42: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 135 cm ohne Windeinfluss

## 150 jähriges Ereignis (170cm) ohne Windverfrachtung

170cm Anrissmächtigkeit entsprechen einer Wiederkehrzeit von 150 Jahren. Sie stellen damit das schlimmste anzunehmende Szenario dar.

Eingangsdaten:	
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$

Gebiet	Masse	Anrisshöhe	Fläche	Volumen
	[kt]	[m]	[ha]	$[m^3]$
Ι	24.7	1.7	3.2	54771
II	3.1	1.7	0.4	6826
III	21.1	1.7	2.7	46805
IV	28.4	1.7	3.7	63078
V	27.9	1.7	3.6	61889
VI	4.7	1.7	0.6	10443

#### Fließlawine:



Abbildung 8.43: Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 170 cm ohne Windeinfluss



Abbildung 8.44: Spitzendrücke - Simulation für 170 cm ohne Windeinfluss



Abbildung 8.45: Höhe des abgelagerten Schnees  $[\mathrm{m}]$  - Simulation für 170 cm ohne Windeinfluss

# 8.4 Simulationen SAMOS für vier GAZEX Zündrohre mit Damm

Die Simulation (Abbildungen 8.46 und 8.47 ) einer Sprengung von 4 Zündrohren wurde mit einer Anrissmächtigkeit von 0, 5m durchgeführt.

Eingangsdaten:	
Schneedichte:	$450 \ kgm^{-3}$
Strömungsdichte:	$350 \ kgm^{-3}$
Reibungsparameter:	$\mu=0.30$



Abbildung 8.46: Standorte der 4 Zündrohre und deren Wirkungsbereich

Die Abbildungen 8.48 bis 8.50 zeigen eine Simulation für 4 Gazex Anlagen, deren Wirkungsbereich kleiner ist als jener, der den vorhergehenden Simulationen zugrunde liegt (Abbildung 8.46 und 8.47).



Abbildung 8.47: Höhe und Position des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 50cm



Abbildung 8.48: 4 Gazex Anlagen mit kleinerem Wirkungsbereich



Abbildung 8.49: Ablagerungsgebiet - Simulation mit kleinerem Wirkungsbereich



Abbildung 8.50: Spitzendrücke - Simulation mit kleinerem Wirkungsbereich

# 8.5 Simulationen SAMOS für vier GAZEX Zündrohre ohne Damm

Folgender Simulation (Abbildung 8.51) liegen die selben Ausgangswerte wie der Simulation in Abschnitt 8.4 zugrunde. Allerdings wurde hier der bestehende Damm nicht berücksichtigt, um die unterschiedlichen Ablagerungsgebiete ersichtlich zu machen.



Abbildung 8.51: Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 50cm
# 9 Bewertungen und Analysen

#### 9.1 Analyse der seismischen Aufnahmen

Betrachtet man die Auswirkungen von Wellenzügen (siehe Abschnitte 3.1.1 beziehungsweise 3.2.3), ausgelöst durch Explosionen oberhalb der Schneedecke, so ist bekannt, dass die Auslösung eines Schneebretts mit einem Primär- oder Scherbruch in einer Schwachzone unterhalb des Brettes beginnt. Die Belastung in der Schwachschicht übersteigt hier lokal die Haltekraft (Scherfestigkeit).

Wie in Kapitel 3.1.1 beschrieben, kommt es bei einer Explosion zu einer zusätzlichen Belastung der Schneedecke, sowie zu einer Abnahmne der Schneedeckenstabilität durch Schwingungen (ground shaking). Drei Faktoren in Bezug auf die Explosion beeinflussen die Schneedeckenstabilität:

- Die Schwingung des Untergrunds,
- der Aufprall der Schockwellen auf die Schneedeckenoberfläche sowie
- die direkte Druckausübung der Explosion auf die Schneedecke.

Die direkte Druckausübung der Explosion auf die Schneedecke hat nur Auswirkungen auf die unmittelbare Nähe und trägt nicht zur Auslösung von Lawinen in der Umgebung bei. Die Hauptmechanismen der Lawinenauslösung durch Explosionen sind demnach in der Schwingung des Untergrundes und den über die Luft übertragenen Schockwellen, hervorgerufen durch die Zündung der GAZEX Anlage begründet.

Die Messungen, durchgeführt am 11. April 2007 haben ergeben, dass die Wahrscheinlichkeit einer Lawinenauslösung an den Messpunkten durch die Zündung einer GAZEX Anlage relativ gering ist. Dabei sind allerdings folgende Punkte zu berücksichtigen:

- Die Ergebnisse sind nicht generalisierbar, da Schneeverhältnisse und die damit verbundenen Kennwerte, vor allem die maximal mögliche Beschleunigung von Wellen in der Schneedecke einer zeitlichen Veränderung unterliegen.
- Die Aufnahme gibt nur Aufschluss über die Profilbereiche der 6 Stationierungen, an denen gemessen wurde. Lokale Verstärkungen der Auslösemechanismen an nicht aufgenommenen Stellen können auftreten.

- Windverhältnisse können die Form der akustischen Wellenausbreitung verändern und Verstärkungen der Auslösemechanismen (engl.: amplifications) an verschiedenen Standorten verursachen.
- Die Deformation der Schneedecke durch Bodenschwingung (aufgrund Körperwellen) ist meist nicht ausreichend für eine Lawinenauslösung. Deformationen der Schneedecke können sich jedoch bei mehrmaligen Sprengdurchgängen überlagern und zu einem Lawinenabbruch führen.

Die durchgeführten Messungen haben sich schneedeckenbedingt auf die Druckwellenfortpflanzung im Boden und der Luft beschränkt. Inwieweit eine Auslösung bei einer durchgehende Schneedecke beziehungsweise flächigen Existenz von Schwachschichten möglich ist, konnte durch die Messungen nicht verifiziert werden. Wie aber bereits ausgeführt wurde, ist die Fortpflanzung in der Schneedecke, im Vergleich zur Fortpflanzung im Boden und der Luft, von untergeordneter Bedeutung.

Der begrenzte Wirkungsbereich von künstlichen Lawinenauslöseverfahren wie den GAZEX-Anlagen, legt in Kombination mit den vorliegenden Messungen die Vermutung nahe, dass eine flächendeckende, temporäre Sicherung des untersuchten Hanges nur durch Positionierung von jeweils einem Zündrohr in jedem potentiellen Abbruchgebiet am besten gewährleistet werden kann. Eine mögliche Positionierung weiterer Anlagen zeigt Abbildung 9.1.

#### 9.2 Bewertung der gewählten Gazex Standorte

Der Einsatz von Gazex-Anlagen lässt eine gezielte Sprengung von einzelnen Teileinzugsgebieten, und somit eine effiziente, der Einwehungssituation angepasste temporäre Sicherung von Lawinenhängen zu. Die Annahme, dass eine Zündung einer Anlage, und die damit verbundenen Wellenzüge im Untergrund, keine Auswirkung auf die Schneedecke von mehreren 100m entfernt liegenden Bereichen hat, wurde durch die Durchführung der seismischen Versuche beziehungsweise die Messergebnisse bestätigt.

Hier muss allerdings ein Abstrich gemacht werden, insofern als dass die Schneedecke während der durchgeführten Versuche keine große Mächtigkeit aufwies. Da eine Übertragung der Schwingungen einer Explosion über die Schneedecke aber ohnedies sehr schnell abgeschwächt wird, und die ursprüngliche Druchwelle ihre Wirkung mit zunehmender Entfernung verliert, ist die Gefahr einer "Fernauslösung", verursacht durch in der Schneedecke übertragene Wellenzüge, mit großer Wahrscheinlichkeit nur selten möglich (siehe dazu die Ergebnisse des contour plots in Abb 9.2 aus Abschnitt 7.7.2.



Abbildung 9.1: Mögliche Positionierung weiterer GAZEX-Anlagen die sich aus den potentiellen Abbruchgebieten ergeben



Abbildung 9.2: contour plot für die Energiespektren der Bodenbeschleunigung in Abhängigkeit zur Distanz; die untere Zeile ist auf Standpunkt 1 bezogen; die Farben kennzeichnen die Amplitude in dB

Allerdings kann, aus den selben Gründen wie sie zuvor erläutert wurden, eine Sicherung des gesamten Untersuchungsgebietes mit nur einer (der zum Zeitpunkt der Messung bestehenden) GAZEX Anlage nicht gewährleistet werden. Eine Akkumulation von Schneemassen (und damit zunehmend gefährliche Verhältnisse im Hinblick auf die Lawinensituation) vor allem in den Teilabbruchgebieten II bis V (nach der Einteilung aus Abbildung 7.16) kann nicht verhindert werden, da die Wirkung der Anlage nicht über eine Entfernung von maximal 90 Metern hinausgeht (siehe Abschnitt 3.1.1), das östlichste Abbruchgebiet sich jedoch mehrere 100*m* entfernt befindet.

Ausschlaggebend für den maximal erreichbaren Effekt im Hinblick auf eine effiziente, temporäre Absicherung, ist die Wahl des Abstandes der Gazex Anlagen zueinander. Werden die Anlagen zu weit voneinander entfernt positioniert, können Bereiche in der zu sichernden Zone entstehen, in denen sich Schnee ungehindert ablagern kann. Im Falle einer Positionierung mit zu geringem Abstand der Zündrohre zueinander, entstehen wiederum unerwünschte Mehrkosten.

Bei einer Verteilung dreier zusätzlicher GAZEX Anlagen, wie in Abbildung 8.46 dargestellt, über die gesamte Ausdehnung der Gamsleite, kann, unter Voraussetzung regelmäßiger Sprengungen während einzelner Niederschlagsereignisse, davon ausgegangen werden, dass eine temporäre Sicherung des Untersuchungsgebietes vor Lawinenabgängen mit 4 Zündrohren zuverlässig gegeben ist.

Die Simulation einer simultanen Auslösung aller 4 Sprenganlagen bei einer Mächtigkeit der Schneedecke von 0,5 Metern in Abschnitt 8.4 sowie 8.5 wurde als "Worst Case Scenario" gewählt, um die Effizienz und ausreichende Wirkung beziehungsweise die korrekte Positionierung der GAZEX-Rohre zu überprüfen. Wie in Kapitel 3.1.1 ausgeführt, sollte eine Sprengung bereits bei einem Neuschneezuwachs von  $15 - 20 \ cm$  erfolgen.

In Abbildung 9.3 ist ersichtlich, dass eine Positionierung der Anlagen an den gewählten Standorten eine gute temporäre Sicherung des Hanges ermöglicht. Alle möglichen Anbruchgebiete die in Kapitel 7.16) identifiziert wurden, werden zuverlässig erfasst. Ein Abgang einer größeren Schadenslawine erscheint bei einer regelmäßigen Auslösung unwahrscheinlich.



Abbildung 9.3: Simulation der Zündung aller vier Anlagen bei einer Mächtigkeit der Schneedecke von 0,5 Metern

Da den Lawinensimulationen mittels SAMOS-AT immer ein vordefiniertes Abbruchgebiet zugrunde liegt, wird ein größerer Abgang als der definierte somit per definitionem ausgeschlossen. Die tatsächliche Lage und Größe der Anrissstirn kann nicht genau definiert werden, sie ist von den Schneebedingungen, Einwehungssituationen und Geländeverhältnissen abhängig. Die Sicherung des Untersuchungsgebietes mit mehreren Anlagen und guter Überdeckung der Wirkungsbereiche bedingt damit ein geringeres Restrisiko, da die Unsicherheiten aus der Simulation und den vordefinierten Abbruchgebieten minimiert werden kann.

#### 9.3 Vorteile einer Gazex Anlage

Weitere Vorteile der Sicherung mit GAZEX Anlagen:

- Es besteht keine Gefährdung des Sprengpersonals
- Sprengen ist bei jeder Witterung möglich
- Die Detonation findet oberhalb der Schneedecke statt, damit ist die maximale Wirkung sichergestellt
- Es entstehen nur geringe Betriebskosten.

### 9.4 Genauigkeit des Geländemodells

Laut der Tabelle in Abschnitt 5.3 ist eine Genauigkeit des Höhenmodells für die Lawinensimulation mit SAMOS-AT von mindestens 10m notwendig. Eine Genauigkeit von 5m ist, betrachtet man die Schwierigkeiten bei der Kalibrierung des Lawinensimulationsmodells an die Schadenslawine von 2006 in Abschnitt 8.1.1, anzuraten. Genauigkeiten die diesen Wert übersteigen sind als positiv zu werten, jedoch nicht unbedingt notwendig.

Weiters ist die Verfeinerung der Geländemodelle durch die Definition von Bruchkanten, Rinnen etc. insbesondere in den primären Lawinenstrichen besonders sinnvoll, da hier eine starke Änderung der Simulationen beziehungsweise ihren Resultaten auftreten kann. Die Verwendung von aus Laserscannerdaten gewonnenen Höhenmodelle würde dies überflüssig machen, da deren Auflösung weit über den Werten der verwendeten Höhenmodelle liegt.

Messungen mit Laserscannern über mehrere Winter, insbesondere in Skigebieten oder stark gefährdeten Siedlungsgebieten und eine damit verbundene genauere Volumsberechnung beziehungsweise eine hochauflösende Dokumentation von Lawinenereignissen würden sehr genaue Modellkalibrierungen ermöglichen. Damit wäre es möglich, den Einsatz und die Standortwahl von GAZEX Anlagen weiter zu optimieren und die temporäre Sicherung von Lawinenhängen noch sicherer zu gestalten.

# 10 Anhang

## 10.1 Schneeprofile



Abbildung 10.1: Schneeprofil 1 vom 07.03.2007



Abbildung 10.2: Schneeprofil 2 vom 05.03.2007

Plotic III

	s	NOW	cov	ER P	ROF	ILE	Ob Da Tin	te 21	8.03.	07	0	Rema Numb	arks ber					
	Locat	tion ()	berd	ane	16	- fo	mle	iles		<u>.                                    </u>		Air Te	empera	ature _	43	°C		
	H.A.S	S.L	2024	in		-0-	Co	-ordin	ates			Cloud	liness	6/8	Ac	. Cs	As	
	Aspe	ct	N				Slo	pe				Precip	oitation	YE	IN			
	HS ?	2 gen	HSW	1	ſ	)		I	7			Wind	sta	er ker	0-	Wind	0	
	T 2 R 10	0 1 00 90	8 1 00 80	6 14 00 70	4 1. 10 60	2 1 00 50	0 8 00 40	8 6 10 30	6 4 00 20	1 2 00 10	200	н	θ	F	E	R	ΗW	Commen
	+++ +++ 1111- +++	++++ ++++ 1111 ++++	+ + + + + + - + + + - + + + - +	+ + + + + + + + + + + + + + + +	* * * * * + + + + + + + + + + + + + + + +	~ + + + - + + + 1         + + + +	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	****		**** **** ***	+ - + + + - + + + - + + + + + +	010	-6,4	X	1	X	360	HARSCH
0	****	+ + + + + + + + + + + + + + +	*****	* * * * * * + * * * * - * * * * + * * *	+ + + + + + + + + + + + + + +	-+++ -+++ ++++ -+++	+ + + + + + + + + + + + + + +	++++ +++- +++- ++++		++++ ++++ ++++ ++++	* - + + + - + + + - + +	210	-5,8	,				
	****	::::	1171	****	****	+++++	****	****		****	+ - + + + - + +	200	-5,2	X	1	/	550	
35	+++++-	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++11 ++++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	<u>+++</u>	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	190	-4.3					-
	+++	****	++-+	+++++	****	-+++ ++++ ++++	+++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	+-++	180	-37	1.7.		1		
	+++-	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	++++ ++++ ++++	++++ ++++	+++++	+++- ++++ ++++	+++++	++++	+ - + +	170	-3,3	X	1	×	290	
107	+++-	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	+++++	+++++	+++++	++++-	+++++	****	+-++	160	-3,0					
	++++-	****	++-++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+-++ ++++ ++++	++++ ++++	++++ -+++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++	++-++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	+-++	150	-2,8	0	1	X	320	Lansana
146 -	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	++-+	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	++++	+-++	140	-2,6	Transaction Print (199	STATISTICS OF STREET	V		
	+++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++ +-++ ++++	+++++ +++++ +++++	-+ ! + + + + + - + + +	+++++ +++++ +++++	++!-+++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	+++++	130	-2,6	17	1-7	1		
	****	****	+++++	+ + + + + + - + + + + + + +	****	+++++	+++++	++++ ++++ +++-	****	****	****	120	-2,1	Ø	ne	"	360	
	+++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ ++++	-+++ ++++ ++++	+++++ +++++ +++++	+++++ +++++ +++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	110	-1.8					
	++++ ++++ +++- +++-	* * * * * * * * * * * * * * * * * * *	+ + + + + + + + + + + + + + + + + - +	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	++++ ++++ ++++ ++++	++++ ++++ ++++ -+++	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	* + + + + * + + + + * + + + + * + + + +	* * * * + + + - + + + - + + + - +	* * * * * 1 + + + * + + + + + + + + +		110	10					
8	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ +-++	+++++	+++++	+++++	++++ ++++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	* - * *	100	-118				00-	
-88	****	****	++-+	++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	++++ ++++ 1 + + +	<u>+++</u> ++	++++ +++-	+ + - + + + - + 1 1 - 1	++++ ++++	+-++	90	-17	0	2	/	200	Territorian.
	****	****	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++ +++++ +-++	+++++	++++ ++++ ++++	1111	++++ ++++	****	****	****	80	-115					
	+++++	+++++	++-+	+++++	+++++	+++++	+++++	++++	+++++	+++++	1-11	70	-10		1	11	380	
	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	++++ +++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	++++ ++11 +++-	++-+	++++ ++++	++++	60	-0,7				000	
-470	++++-	++++	+++++	+++++	+++++	+++++	+++++	++++	+++++	++++	+ + + +	50	-0,7					
	****	+++++	+++++	****	****	+++++	****	****	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ ++++	1111 1	40	-95	0	2	×	420	- formation
36	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	++-++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+-++ ++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	30	-92					
	++++-	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ ++++	++++ ++++ -+++	****	+++++	++-++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	::::: :::::	20	-91	Π	2	*	424	
	++++-	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	****	****		+++++ +++++ +++++	++-+	++++ ++++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	10	-01					
	+++++ +++++ ++++-	+ + + + + + + + + + + + + + + +	++-+ ++++ +++++	++++ ++++ ++++ ++++	+ + + + + + + + + + + + + + +	++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+ + + + + + + + + + + + + + +	+ + + + + + 1 - + + + + + + + + +	++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ ++++ ++++	+ + + + + -   + + + + + + + + +	10						

Abbildung 10.3: Schneeprofil 3 vom 28.03.2007

	SNO		/ER F	PROF	ILE	Ob Da	oserve ite 2	STEIN 8.03.	140(LE	flco	Rema	arks ĉ per	INSE	WEH	TER	HA	INS
	Location	06-1	0		Con		ne A	3-11	4		Air Te	empera	ature	78	100		
	H.A.S.L.	0.0004	and	u -	9020	Co	-ordin	ates		<u>.</u>	Cloud	liness	7/8	Scila	4/8	: A	5 3/8
	Aspect	N				SIC	pe				Precip	oitation	n N	EIN			
	HS /70	HSV	V	1	p			R			Wind	ste	rher	5518	er	orsfi	ind
	R 1000 9	18 1 900 80	6 1. 00 70	4 1 00 60	2 1 00 50	0 8 00 40	3 6 00 30	00 20	4 2 00 10	200	н	θ	F	E	R	HW P	Comments
			++++	+++++	-+++	* + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	+++-	++-+ ++-+	++++ ++++		210						
	****	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++ +++++ +++++	* * * + + * * * + * + * + + * + * + *	- + + + - + + + + + + + - + + +	+ + + + +   + + +   + + + + + + + + + +	+ + + + + + + - + + + + - + + + +	+++++ +++++ +++++	* + + + + + + + + + + + + + +	+-++ +-++ +-++ +-++	200						
	***** *** ***** ***			+++++ +++++ +++++	****	**** 1 i i i ****	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	++++           ++++ ++++	+ - + + 1 · 1 1 + - + + + - + +	200						
	++1: ++1 +++- +++ +++- +++ +++- +++	1 + + i 1 + + + + + + + + - + + + + - +	++11 ++++ +-++ ++++	++!! ++++ ++++ ++++	++ i 1 ++++ ++++ -+++	++!! ++++ ++++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ ++++	++11 ++++ ++++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	190						
	****		****	++++ ++++ ++++	+++++	+++++ +++++ +++++	+++++ +++++ +++++	++-++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	1	180						
110	+++- +++ +++- +++-	++-+	+++++	++++ ++++ ++++	-+++ ++++ ++++	****	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++		++++ ++++ +-++	170	-3,8	X	1	×	22.0	
155	1++- +++ +++- +++ +++- +++	+ + + - +	+++++ +++++ +-++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	-+++ ++++ ++++	+++++	+++++ +++++ +++++	+++++	++++	+-++	160	-3,9	~	1	×	110	
	**** ***	+ +++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	-+++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++		+ - + + + - + + + - + +	150	-3,7					
	+++- +++ +++- +++	+++-+	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	-+++	++++ ++++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++-+ ++++	++++	+-++ +-++ ++1+	140	-3,2	1	0.5-1	,		
			1111	+++++		****	++++	++-+		+-++	130	-2,6	-		1	240	
	++++ ++++ 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	+++++	+-++	+++++	+++++	++++	++++-	+++++	<u>+</u> +++ ++++	++++	120	-2,2					
1.5	**** ***		****	+++++	+++++	+++++	+++++	++-++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+::: +-+:	110	-1,9					
105	**** ***	+ + + - +	+++++	+++++ +++++	+++++	+++++	+++++	++-+	+++++	+-++	100	- 1,6	0	1	1	330	10
75	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++		++++	+++++	++++	+++++	+++++	++-+	++++		90	-114		<u>a a marina</u>		in transmitter of	10
	**** ***		+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ -+++	++++ ++++	+++-		++++ ++++		80	-1,2		1		350	
			+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	+++++ +++++ -+++	+++++	+++++	****	+++++ +++++ +++++		70	-1,1			X		
60	****	+++++		1111 ++++ ++++		+++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++ ++++ +++++		60	-02					200
	***** **** ***** **** ***** ****	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +	+++++ +++++ +++++	++++ ++++ ++++ ++++	+++++ +++++ +++++	++++ ++++ ++++ ++++	+ + 1 1 + + + - + + + - + + + +	++11 ++++ ++-+ ++-+	++;; ++++ ++++ ++++	$\begin{vmatrix} + & - & + \\ + & - & + \\ + & - & + \\ + & + & + \\ + & + & + \\ + & + & +$	50	010		2-7	1		
	****	****	+ + + + + + + + + + + - + + + + + + +	**** **** ****	++++ ++++ ++++ ++++	**** **** ****	++++ +++- +++- +++-	+ + - + + + + + + + + + + + + + + + + +	* + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	+ - + + + - + + + - + + + - + +	50	- 46		100	X	360	
35	***- ***- **** ****	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	+++++ +++++ +-+++ +++++	* + + + + + + + + + * + + + + +	++++ +++++ +++++	++++ ++++ ++++ ++++	++++ ++++ +++- ++1	++-+ ++-+ ++++ ++++	++++ ++++ ++++ ++1+		40	-0,5		-	and the second	-	= Acn
			+++++	****	****	****	+++++	****	****	+-+	30	-93			11		
		++-+	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	÷÷÷;	+++++ +++++ ++++1	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++-+	****	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	20	-91		1	×	340	
	++++ +++ ++++ +++	++-+	++++ ++++ +++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	*+++	+-++	10	0,0			X		

Abbildung 10.4: Schneeprofil 4 vom 28.03.2007

Nh V

Loca	tion	~ 1	1		7	0.1	ne /	5:3			Air T	emper	ature				
H.A.	S.L.	Ober	fame	an C	ems	Cente	n o-ordin	ates		-	Clou	diness					
Aspe	ect		1			Sic	ppe /	- 2			Preci	pitatio	n				
HS -	7600	HSI	N	-	ρ			R		-	Wind						
T 2 R 10	0 1	8	16 1 00 7	4 1	2 1	0 4	B (	6 A	4	2	н	θ	F	E	R	HW	Comment
***-	++++	+++++	++++	+++++	-+++ -+++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+ + + + + + + - 1 1 1 -	+++++	****	+ - + +							
****		****	+++++	****	-+++		++++		****	+-++	210						
1111		1 1 - 1 1 1 - 1 + + + +	1111		1111	1111	++++	****	1111	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	200						
+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	190						
+++++	****	++-+	+++++	****	-+++	****	+++-	****	++++	+-++	180						
****	****	****	+++++	****	++++	****	+++++	+++++	****	+-++	170						
****	++++	++-+	1111	****		1111	+++-	+++++	****	+-++	160						
****	****	++-+	+++++	+++++	-+++	****	****		****	+-++	150						
****	****	++-+	++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	++-+	+++++	+-++	140						
+++-	****	++-+	+++++	****	++++	+++++	+++++	++-+	****	++++	130						
++++	****	++-+	+++++	****	+++++	+++++	+++++ ++++-	+++++	****	*-++ ++++ ++++	120						
****	****	++-+	+++++	****		****	* + + + + * + + + + * + + + +	+++++	****	+++++	110						
****		+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	****	****	****	****	* * * * * * + * + * + * + * + * +	****	****	+ - + + + - + + + + + + + + + +	100						
****	+++++ +++++ +++++ +++++	++++ ++-+ ++-+	+++++	****	+++++ +++++ +++++	****	++++ ++++ ++++ 1+1+	+ + - + + + - + + + - + 1 1 - 1	++++ ++++ ++++ 1	* - + + + - + + + + + + + 1 + + + 1	100						
++++ ++++ +1+: +++u	****	++-+ ++++   ;; ++-+		*****		****	++++ +++- 11+- +++-	$\begin{array}{c} * & * = + \\ + & * + + \\ 1 & 1 & \cdot & 1 \\ + & + + + \end{array}$	****	* - + + + - + + 1 1 + + + +	90						
*****	****	****	+++++ +++++ +++++	* * * * * * * * * * * * * * *	++++ ++++ +++++	++++ ++++ +++++	* + + + + + 1 + - + + + + + + + + -	****	****	+ + + + + + - + + + - + + + - + +	80	-0,2					
++++ ++++ +++++	+++++ ++++ +++++	++++         ++++ ++++	* * * * * ! ! ! ! ! * * * * *	++++ ++++ ++++	**** 1111 **** -***	+ + + + +           + + + + + + + + + +	++++ 1         ++++ ++++	+ + + + + + + + + + + + - +	++++       ++++ ++++	+ - + +   ·     + - + + + + + +	70	00-					
++1   +++- +++- +++-	++++ ++++ ++++ ++++	++.1 ++++ ++++ ++++	++!! ++++ ++++ ++++	****	+++++	****	++11 +++- +++-	++++ ++++ ++-+	++     ++++ ++++ ++++	+ - 1 ! + - + + + + + +	60	00	0		×	350	
****	****	****	****	****	****	****	****	****	****	÷÷;/	50						-
	****	+++	****	****	****		****	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	**** **** ****		40	- 1,0	7		X	330	setter / Cn
++++ ++++- ++++-	* * 1 .* * * * * * * * * * * * * * *	****	+++++ +++++ +++++	****	****	+++++ +++++ +++++	+++++	+++++	++++ ++++ ++++ ++++	****	30	10	7 40		~		
* + + - + + + - + + + -	++++ ++++ ++++ ++++	++-+ ++++ ++++	****	****	-+++ +++++ +++++	****	****	**-*	****	+-++	20	-1,0	mpal		*	400	
+++- ++++ ++++	+++++	++-+	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	++++ ++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	++-+	++++ ++++ ++++		10		*				
+++-	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	*+++ ++++	+++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	+++++	++-+	++++	::::		-017	1		/		

Abbildung 10.5: Schneeprofil 5 vom 11.04.2007



	SNOW COVER PROFILE	R N	emarks umber					
	Location Oberfauern - Gemsleiten	Ai	ir Temp	erature	5,0	°C		
	H.A.S.L. 1990m (haul Uhr) Co-ordinates	C	loudine	ss g	SKC			
	Aspect N Slope 35°	Pr	recipitat	ion	-			
	HS 135cm HSW p R	W	ind le	uclose B	vise	DST	(n l	37T2,
	I       20       18       16       14       12       10       8       6       4       2         R       1000       900       800       700       600       500       400       300       200       100		н е	F	E	R	HW	Comm
	1       1							
		2	10					
	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	2	00					
	*****       ******       ******       *****       *****       *****       *****       *****       ******       ******       ******       ******       ******       ******       *******       *******       ******* <td>1</td> <td>90</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td>	1	90					
		1	80					
		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	70					
	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $							
		1	60					
		1	50					
5	111- 111- 111- 111- 111- 111- 111- 111		40					
0	***** **** ***** ***** ***** ***** *****	1:	30 0,	10	3	1	370	
			20 0.1	2	7-2		42.0	
				0	20		100	
5	****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ****   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   ******   *******   *******   *******   *******   ************************************				denseten	-	a same mes	
58		10	00 - 0,	0	3		460	
		90	0 -0,	2				
	***** ***** ***** ***** ***** ***** ****	80	0 -9,	2 0	2	11	400	
	***** ***** ***** ***** ***** ***** ****	70	0-0	2 (1)		1		
		6	-0,	1				
5.0		+						
		-50	U.		Contraction of the second s	a name tangen a	R all completes	tation A
		40	D −0 <sub>ℓ</sub>	3 0	4	/	SPO	
3-	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	+	- 23		2	1	20	
22		20	0,0	1		^/	280	
	+++ + ++++ ++++ +++++ +++++ +++++ +++++ ++++	10	0 - 0	200	2	11		
		+						
			0,0	2				

Abbildung 10.6: Schneeprofil 6 vom 17.04.2007



Abbildung 10.7: Schneeprofil 7 vom 17.04.2007 Teil1



Abbildung 10.8: Schneeprofil 7 vom 17.04.2007 Teil2

## 10.2 Seismogramme



Abbildung 10.9: Daten der ORION Stationen an den Standpunkten 2 und 4 für die erste Zündung



Abbildung 10.10: Daten der ORION Stationen an den Standpunkten 2 und 4 für die zweite Zündung



Abbildung 10.11: Daten der ORION Stationen an den Standpunkten 2 und 4 für die dritte Zündung



Abbildung 10.12: Bodenbeschleunigungen der ersten Sprengung



Abbildung 10.13: Bodenbeschleunigungen der zweiten Sprengung



Abbildung 10.14: Bodenbeschleunigungen der dritten Sprengung

## Literatur

- BIOT, M.A. (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range. J. Acoust. Soc. Am., 28(2):168–178.
- BIOT, M.A. (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. J. Acoust. Soc. Am., 28(2):179–191.
- FOWLER, C.M.R. (2005). The Solid Earth An introduction to global geophysics. The Press Syndicate of the University of Cambridge; ISBN 0521584094, Second Edition.
- GABL, KARL, B. LACKINGER. E. RABOFSKY (2000). Lawinenhandbuch. Tyrolia-Verl., Innsbruck; Wien, 7., aktual. Aufl. .
- GEIST, THOMAS (2004). Digitale Geländemodelle aus flugzeuggestützten Laserscanner-Daten und ihre Anwendung für glaziologische Fragestellungen. Innsbrucker Geographische Gesellschaft, Jahresbericht 2001/2002, 104–112.
- GEIST, THOMAS, B. R. M. HÖFLE . J. STÖTTER (2005). Der Einsatz von flugzeuggestützten Laserscanner Daten für geowissenschaftliche Untersuchungen in Gebirgsräumen.. Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation, 3/2005:183–190.
- GUBLER, H. (1976). Künstliche Auslösung von Lawinen durch Sprengungen (Zwischenbericht). Mitteilung des Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung, Nr. 32.
- GUBLER, H. (1977). ARTIFICIAL RELEASE OF AVALANCHES BY EXPLO-SIVES. Journal of Glaciology, 19(81):419–429.
- GUBLER, H. (1983). Künstliche Auslösung von Lawinen durch Sprengungen. Mitteilung des Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung, Nr. 36; 2. überabeitete Auflage.
- GUBLER, HANSUELI (1996). Risiko Lawinenbildung Lawinendynamik Temporäre Massnahmen. ALPUG; Richtstattweg 2, CH-7270 Davos Platz.
- GUBLER, HANSUELI (1999). *Physik von Schnee*. Vorlesungsskript, Eidgenössische Technische Hochschule, Zürich.

- HOPKINSON, CHRIS, M. SITAR, L. CHASMER, C. GYNAN, D. AGRO, R. ENTER J. FOSTER (2001). Mapping the Spatial Distribution of Snowpack Depth Beneath a Variable Forest Canopy Using Airborne Laser Altimetry. Proceedings of the 58th EASTERN SNOW CONFERENCE; Ottawa, Ontario, Canada.
- HUFNAGL, H. (1996). Ein gasdynamisches Lawinensimulationsmodell; Verifizierung des Lawinensimulationsmodells anhand von Katastrophenlawinen des Lawinenwinters 1984. Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1996 -Garmisch-Partenkirchen; Tagungspublikation, Band 2:67–79.
- HUTTER, K. (1994). Avalanche dynamics a review. Kluwer Academic Publisher.
- INTERFAB (2008). Interfab Snowbusiness GmbH. http://www.interfab.at/; so-wie mündliche Absprache, am 06.06.2008.
- JOHNSON, J.B. (1982). On the application of Biot's theory to acoustic wave propagation in snow. Cold Regions Science and Technology, 6:49–60.
- JÖRG, P., R. FROMM, R. SAILER . A. SCHAFFHAUSER (2006). Measuring snow depth with a Terrestrial Laser Ranging System. ISSW 2006, Telluride, Colorado, USA, . 452–460.
- KAGER, H. . K. KRAUS (2001). Height Discrepancies between Overlapping Laser Scanner Strips - Simultaneous Fitting of Aerial Laser Scanner Strips. In 5th Conference on Optical 3-D Measurement Techniques, Vienna, Austria.
- KAREL, W., N. PFEIFER . C. BRIESE (2006). DTM Quality Assessment. ISPRS Technical Commission II Symposium 2006, International Archives of the ISPRS, XXXVI/2 (2006):1682–1750;7–12.
- KLEEMAYR, KARL (1996). Übersicht über die Lawinenberechnungsmodelle und Bewertung hinsichtlich des Einsatzes in der Gefahrenzonenplanung. Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1996 - Garmisch-Partenkirchen; Tagungspublikation, Band 2:3–18.
- KNÖDEL, KLAUS, H. KRUMMEL. G. LANGE (1997). Geophysik, Bd. 3. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten / BGR, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Berlin.
- KRAUS, K. N. PFEIFER (2001). Advanced DTM Generation from LIDAR Data. International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, XXXIV-3/W4:23–35.
- KRONTHALER, GEORG . B. ZENKE (2006). *Schneedeckendiagnose*. berg und steigen; zeitschrift für risikomanagement im bergsport, Ausgabe 4/06.
- LIED, K. S. BAKKEHOI (1980). Empirical Calculations of Snow Avalanche Runout Distance Based on Topographic Parameters. Journal of Glaciology, Vol.

26, no. 94:165-177.

- MARGRETH, STEFAN (2007). Snow pressure on cableway masts: Analysis of damages and design approach. Cold Regions Science and Technology, 47:4–15.
- MCCLUNG, DAVID . P. A. SCHAERER (1993). The avalanche handbook. Mountaineers, Seattle.
- MCCLUNG, DAVID M. (1975). Creep and the snow-earth interface condition in the seasonal alpine snowpack. [Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale des Sciences Hydrologiques. Commision des Neiges et Glaces.] Symposium. Mécanique de la neige. Actes du colloque de Grindelwald, avril 1974, IAHS-AISH Publication No.114:236–248.
- MELLOR, M. (1977). ENGINEERING PROPERTIES OF SNOW. Journal of Glaciology, 19(81):15–66.
- NOREM, H., F. IRGENS . B. SCHIELDROP (1987). A continuum model for calculating snow avalanches. in: Salm, B. and Gubler, H., (eds.), Avalanche Formation, Movement and Effects (IAHS), Publication Number 126:363–379.
- PERLA, RONALD I. . M. J. MARTINELLI (1975). Avalanche Handbook. U.S. Dep. Agric. Agriculture Handbook 489.
- PFEIFER, N. C. BRIESE (2007). Laser Scanning Principles and Applications. . III International Scientific Conference; ISBN 978-5-87693-229-7, . 93–112.
- PROKOP, ALEXANDER (2006). Hangbezogene Ermittlung der flächigen Schneehöhenverteilung mittels Laserscanners. Wildbach- und Lawinenverbau 154.
- PROKOP, ALEXANDER . H. TEUFELSBAUER (2007). Die flächige Schneehöhenmessung mittels terrestrischer Laserscanner als Grundlage für Schneedeckenmodellierungen. 1. Departmentkongress Bautechnik und Naturgefahren; Ernst & Sohn Verlag für Architektur und technische Wissenschaften GmbH & Co. KG, Berlin; Bautechnik und Naturgefahren, . 44–49.
- SAILER, RUDOLF . K. KLEEMAYR (2005). SAMOS-04: Das österreichische Lawinensimulationsmodell. BFW-Praxisinformation, Nr.8:5–6.
- SAILER, RUDOLF . A. SCHAFFHAUSER (2008). Lawinensimulationsmodelle im Risiko- und Krisenmanagement. BFW-Praxisinformation, Nr.15:7–10.
- SALM, BRUNO (1977). SNOW FORCES. Journal of Glaciology, 19(81):67–100.
- SAMOS (2006). SAMOS At; Beschreibung der Modelltheorie. AVL List GmbH; Im Auftrag des BMFLUW.
- SAMPL, PETER . T. ZWINGER (January 2004). Avalanche simulation with SA-MOS. Annals of Glaciology, Vol. 38(Number 1):393–398(6).

- SCHMIDT, RONALD, A. HELLER . R. SAILER (2005). Vergleich von Laserscanning mit herkömmlichen Höhendaten in der dynamischen Lawinensimulation SA-MOS. Tagungsband der 13. Internationalen geodätischen Woche, Obergurgl; 20 - 26. Februar 2005.
- SCHWEIZER, JÜRG (1999). Review of dry snow slab avalanche release. Cold Regions Science and Technology, 30:43–57.
- SIMPSON, SARAH (2007). Erdbeben der anderen Art. Spektrum der Wissenschaft; Deutsche Ausgabe des SCIENTIFIC AMERICAN, (1/07):17–18.
- SITHOLE, GEORGE . G. VOSSELMAN. Experimental comparison of filter algorithms for bare-Earth extraction from airborne laser scanning point clouds. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 59 (2004):85–101.
- SURINACH, E., I. VILAJOSANA. G. KHAZARADZE (2007). Report Seismic study related to Gazex at Obertauern, Austria. Grup Allaus, Dpt. Geodinà i Geofísica. Universitat de Barcelona.
- WAGNER, WOLFGANG . J. JANSA. Spatial Data from Laserscanning and Remote Sensing. Institute of Photogrammetry and Remote Sensing - Vienna University of Technology - Austria, http://www.ipf.tuwien.ac.at/cd-labor/9.0.html; Zugriff, am 06.10.2007.
- WEHR, ALOYSIUS . U. LOHR (1999/7). Airborne laser scanning-an introduction and overview. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 54(2– 3):68–82.
- XIA, JIANXIN, P. HAN . J. NI (2005). Stresses of cohesionless granular flows in liquids. Powder Technology, 153:148–152.

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Differenz des Gleichgewichtsdampfdruckes über Eis und unterkühltem	
	Wasser	3
2.2	Kristallwachstum durch vermehrte Ablagerung von Wassermolekülen	3
2.3	Größenverlust der Wassertropfen	4
2.4	Kondensation von Wassermolekülen an den Eiskristallen $\ \ldots \ \ldots \ \ldots$	4
2.5	Morphologie	5
2.6	Gleit- und Kriechanteile an der Gesamtbewegung der Schneedecke	10
2.7	Beschreibung der Geländeoberfläche durch eine Sinuskurve	11
2.8	Stagnationstiefe	11
2.9	Abbauende Schneeumwandlung;	13
2.10	Aufbauende Umwandlung;	14
2.11	3 Phasensystem s-f-g schwach feuchter Schnee	17
2.12	Schmelzumwandlung	17
2.13	Lawinenklassifikation	19
2.14	Formen der Anrisse; li: Schneebrettlawine; re: Lockerschneelawine	20
2.15	Maximal übertragbare Festigkeit in Abhängigkeit zur Deformations-	
	geschwindigkeit	23
2.16	Spannungsverteilung einer Superschwachschicht	24
<b>9</b> 1	Englisher start since CAZEV Asland	90
ა.1 ე.ე	Funktionstest einer GAZEX Anlage       Sakasharalla siner GAZEX Anlage	28
ა. <i>2</i> ე.ე	Schockweile einer GAZEA Anlage	29
3.3	Geschwindigkeiten elastischer weiten in Abhangigkeit von der Schnee-	91
9.4		31
3.4	Wirkung einer Detonation auf die Schneedecke	34
3.5	vernaltnis der verschiedungsgeschwindigkeit als Funktion der La-	
	dungsposition zu der Verschlebungsgeschwindigkeit für Sprengungen	
	Im uber der Schneeobernache; $s \ge 10m$ und Schneemachtigkeit	90
9.0	$h_s = 1 - 2m \dots $	30
3.6	Verschiebungsgeschwindigkeit in Abhangigkeit von der Distanz s vom	07
0 7	Sprengpunkt für verschiedene Ladungspositionen	37
3.7	wirkung einer N-Welle auf das Eisskelett der Schneedecke	38
3.8	Getugebeschleunigung	39

3.9	Wirkung der Wellentypen auf die Schneedecke	39
4.1 4.2	Geschwindigkeitsprofil und Geometrie der Sturzbahn	43 45
$5.1 \\ 5.2 \\ 5.3$	Aufnahme von alpinem Gelände	59 62
	wendung in der Lawinensimulation mit SAMOS	69
6.1	Wellenarten	71
7.1 7.2	Übersicht Karte Obertauern; Quelle: Google EarthExposition; Blau $\rightarrow$ Nord; Rot $\rightarrow$ Ost; Gelb $\rightarrow$ Süd; Türkis $\rightarrow$ West;	73
7.3	Quelle: SAGIS     Übersicht Karte Obertauern; Quelle: Google Earth	74 75
(.4	Hangneigung; dunkeigrun $\leq 30^\circ$ ; heilgrun $= 30^\circ$ bis 34°; orange = $35^\circ$ bis 39°; rot $\geq 40^\circ$ ; Quelle: <i>SAGIS</i>	75
7.5	Jährliche Temperaturentwicklung für Obertauern; Quelle: ZAMG	76
7.6	Jährlicher Verlauf der Schneehöhe für Obertauern; Quelle: ZAMG	76
1.1	Grundlage der Daten aus Tabelle 7.2	78
78	Teilansicht vom 28 April 2006	80
79	Ausmaße der Lawine vom 28. April 2006: Quelle: www.lwz-salzburg.org	80
7 10	Teilansicht der Lawine vom Mai 1979	82
7.11	Ausmaße der Lawine vom Mai 1979: Quelle: <i>BWF</i>	82
7.12	Teilansicht der Lawine vom 29. März 1964: Quelle: <i>FMM</i>	83
7.13	Ausmaße der Lawine vom 29. März 1964: Quelle: <i>BFW</i>	83
7.14	Position der Schneeprofile	84
7.15	Position des Lawinenbrechers	85
7.16	Unterteilung der Abbruchgebiete	86
7.17	Aufnahmeblatt zur Lawinensprengung	87
7.18	Auswertung der Sprengprotokolle; Obertauern (1755m)	88
7.19	Standorte der Geophone (gelb) und der GAZEX Anlage (rot); aufge-	
	nommen durch GPS	89
7.20	Seismogramme der Erschütterungen	91
7.21	Vertikalkomponenten an den Standorten 2 und 4	92

7.22	Schwingungsaufzeichnung für das erste Wellenpaket; die erste Reihe
	zeigt die Aufzeichnung gegen die Zeit (für Z, N-S und O-W); die
	zweite Reihe zeigt die Schwingungen der Richtungen (O-W gegen N-
	S), (N-S gegen Z) und (O-W gegen Z). Die dritte Zeile zeigt die Z-
	Komponente der Aufzeichnung; darunter die selben Aufzeichnungen
	für den Standort 4
7.23	Schwingungsaufzeichnung für das zweite Wellenpaket; die erste Reihe
	zeigt die Aufzeichnung gegen die Zeit (für Z, N-S und O-W); die
	zweite Reihe zeigt die Schwingungen der Richtungen (O-W gegen N-
	S), (N-S gegen Z) und (O-W gegen Z). Die dritte Zeile zeigt die Z-
	Komponente der Aufzeichnung; darunter die selben Aufzeichnungen
	für den Standort 4
7.24	contour plot der Energiespektren in Abhängigkeit von der Entfernung 94
7.25	Bodenbeschleunigungen der drei Versuchssprengungen 95
7.26	contour plot für die Energiespektren der Bodenbeschleunigung in Ab-
	hängigkeit zur Distanz; die untere Zeile ist wiederum auf Standpunkt
	1 bezogen; die Farben kennzeichnen die Amplitude in d B $\ldots$ . $.$ 96
7.27	Peak ground acceleration für P Wellen in Abhängigkeit zur Entfernung 97
7.28	Peak ground acceleration für akustische Wellen in Abhängigkeit zur
	Entfernung
8.1	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation Lawine 2006
8.2	Spitzendrücke - Simulation Lawine 2006
8.3	Schneehöhe Ablagerungsgebiet - Simulation Lawine 2006 101
8.4	Foto Übersicht - Lawine 2006; Quelle: www.lwz-salzburg.org 101
8.5	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation Lawine 1979
8.6	Spitzendrücke - Simulation Lawine 1979
8.7	Schneehöhe Ablagerungsgebiet - Simulation Lawine 1979 $\ldots$ 104
8.8	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation Lawine 2006
8.9	Spitzendrücke - Simulation Lawine 2006
8.10	Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Lawine 2006
8.11	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 2 Dämme
8.12	Spitzendrücke - Simulation für 2 Dämme
8.13	Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 2 Dämme 108
8.14	Übersicht der Abbruchgebiete
8.15	Unterteilung der Abbruchgebiete für NW-Anströmung
~ . ~	
8.16	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für NW bei 30 cm $\ . \ . \ . \ .$ 112
8.16 8.17	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für NW bei 30 cm

8.19	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für NW bei 135 cm $~$ 114
8.20	Spitzendrücke - Simulation für NW bei 135 cm
8.21	Höhe des abgelagerten Schnees $[{\rm m}]$ - Simulation für NW bei 135 cm $$ . 115
8.22	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für NW bei 170 cm 116
8.23	Spitzendrücke - Simulation für NW bei 170 cm
8.24	Höhe des abgelagerten Schnees $[{\rm m}]$ - Simulation für NW bei 170 cm $$ . 117
8.25	Ausläufer der Lawine bei NW unter Annahme der MAXIMALVARI-
	ANTE ( $\mu = 0.16$ ); blau: 30cm; orange: 135cm; rosa: 170cm 118
8.26	Unterteilung der Abbruchgebiete für SE-Anströmung 119
8.27	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für SE bei 30 cm
8.28	Spitzendrücke - Simulation für SE bei 30 cm
8.29	Höhe des abgelagerten Schnees $[{\rm m}]$ - Simulation für SE bei 30 cm $~$ . . 121
8.30	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für SE bei 135 cm $\ldots$ . 122
8.31	Spitzendrücke - Simulation für SE bei 135 cm
8.32	Höhe des abgelagerten Schnees $[{\rm m}]$ - Simulation für SE bei 135 cm 123
8.33	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für SE bei 170 cm $\ldots$ . 124
8.34	Spitzendrücke - Simulation für SE bei 170 cm $\hfill \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots 125$
8.35	Höhe des abgelagerten Schnees $[\mathrm{m}]$ - Simulation für SE bei 170 cm 125
8.36	Unterteilung der Abbruchgebiete für keinen Wind
8.37	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 30 cm ohne Windeinfluss $\ 127$
8.38	Spitzendrücke - Simulation für 30 cm ohne Windeinfluss $\ldots\ldots\ldots$ 128
8.39	Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 30 cm ohne Wind-
	einfluss
8.40	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 135 cm ohne Windeinfluss 129
8.41	Spitzendrücke - Simulation für 135 cm ohne Windeinfluss $\ .\ .\ .\ .\ .$ 130
8.42	Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 135 cm ohne
	Windeinfluss
8.43	Schneehöhe Anbruchgebiet - Simulation für 170 cm ohne Windeinfluss $131$
8.44	Spitzendrücke - Simulation für 170 cm ohne Windeinfluss $\ .\ .\ .\ .\ .$ 132
8.45	Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 170 cm ohne
	Windeinfluss
8.46	Standorte der 4 Zündrohre und deren Wirkungsbereich $\ .\ .\ .\ .\ .$ 133
8.47	Höhe und Position des abgelagerten Schnees $[\mathbf{m}]$ - Simulation für $50cm$ 134
8.48	4 Gazex Anlagen mit kleinerem Wirkungsbereich $\hfill \ldots \hfill \ldots \hfill 134$
8.49	Ablagerungsgebiet - Simulation mit kleinerem Wirkungsbereich $~$ 135
8.50	Spitzendrücke - Simulation mit kleinerem Wirkungsbereich $\ .\ .\ .\ .$ . 135
8.51	Höhe des abgelagerten Schnees [m] - Simulation für 50 $cm$

9.1	Mögliche Positionierung weiterer GAZEX-Anlagen die sich aus den
	potentiellen Abbruchgebieten ergeben
9.2	contour plot für die Energiespektren der Bodenbeschleunigung in Ab-
	hängigkeit zur Distanz; die untere Zeile ist auf Standpunkt 1 bezogen;
	die Farben kennzeichnen die Amplitude in dB
9.3	Simulation der Zündung aller vier Anlagen bei einer Mächtigkeit der
	Schneedecke von 0,5 Metern
10.1	Schneeprofil 1 vom 07.03.2007
10.2	Schneeprofil 2 vom 05.03.2007
10.3	Schneeprofil 3 vom 28.03.2007
10.4	Schneeprofil 4 vom 28.03.2007
10.5	Schneeprofil 5 vom 11.04.2007
10.6	Schneeprofil 6 vom 17.04.2007
10.7	Schneeprofil 7 vom 17.04.2007 Teil1
10.8	Schneeprofil 7 vom 17.04.2007 Teil2
10.9	Daten der ORION Stationen an den Standpunkten 2 und 4 für die
	erste Zündung
10.1	0Daten der ORION Stationen an den Standpunkten 2 und 4 für die
	zweite Zündung
10.1	1Daten der ORION Stationen an den Standpunkten 2 und 4 für die
	dritte Zündung
10.12	2Bodenbeschleunigungen der ersten Sprengung
10.1	3Bodenbeschleunigungen der zweiten Sprengung
10.1	4Bodenbeschleunigungen der dritten Sprengung

## Index

abbauende Metamorphose, 13, 15 Ablagerungsgebiet, 18 Airborne Laser Scanning ALS, 57 akustische Druckwelle, 34 Anbrucharten, 20 Anrissgebiet, 18, 46 Anrissstirn, 21, 25, 54 atmosphärische Korrektion, 65 aufbauende Metamorphose, 14, 16 Becherkristalle, 14 Bettreibungswinkel, 50 blocking rate, 47 condensation nuclei, 2 Dampfdruck, 5 Deformationsrate, 22, 24 Deformationszone, 38 Delaunay Triangulation, 52 Dendriten, 5 Detonationsgeschwindigkeit, 36 dGPS, 58, 61 digitales Geländemodell, 60 digitales Oberflächenmodell, 60 Dispositionsanalyse, 53 Divergenz, 57, 64, 66 duktiler Bruch, 23 ECEF, 58Einfallswinkel, 66 Eingangsparameter, 46

Einwehungsszenarien, 108

elastische Welle, 31 elastische Wellenfront, 35 Elastizitätsmodul, 32 Energielinienmodelle, 41 Entrainment, 47 equitemperature metamorphism, 13 Ermittlung Schneedeckenvolumen, 65 Eulersches Gitter, 51 Favre Mittelung, 51 Fließdichte, 48 Fließschicht, 48 freezing nuclei, 2 freies Wasser, 16 **GB-SAR**, 67 Gefahrenzonenplan, 45 Geoid, 61 Georeferenzierung, 64 Gleiten von Schnee, 8 Gleitrate, 9 Granularfließmodelle, 42 Graupeln, 4 Höheneinpassung, 61 height block adjustment, 61 hybrides digitales Höhenmodell, 63 Impedanzanpassung, 36 IMU, 58, 61 inertiales Navigationssystem (INS), 57 isothermale Schneedecke, 15 Katastrophenlawinen, 19

Index

Kelvin Effekt, 13, 17 Kompressionswellen, 30 Kondensationskerne, 2 Kontrollpunkte, 64 Kopplungsverluste, 35 Kraterzone, 35, 38 Kriechen von Schnee, 9 Kriechrate, 9 Kronecker Delta, 49 Kronenschluss, 59 Kubatur, 47 Laseraltimetrie, 57 Lawinenklassifizierung, 18 Lawinensimulation, 40 Lawinensimulationsmodell, 47 LIDAR, 56, 61, 64 Lockerschneelawinen, 20 Love Welle, 71 Luftdruckwellen, 30 melt-freeze (MF) metamorphism, 18 Messschatten, 67 N-Welle, 35 NIS-Modell, 43 Oberflächenwellen, 71 P-Wellen, 70 Partikel-Translation, 44 Perkolation, 18 Phasengeschwindigkeit, 33 plastische Welle, 32 plastische Wellenfront, 35, 38 Poissonzahl, 32 polygranular units, 18 Porenanteil, 6 Position and Orientation system

(POS), 58

Primärbruch, 25

Qualitätsbeurteilung DGM, 67 Querdehnungszahl, 32 Rayleigh Welle, 32, 71 Referenz<br/>station, 58, 61 Reflectionskoeffizient, 63 Regelation, 12 Reibungswinkel, 20 Reif, 4 Resuspensionsschicht, 51 S-Wellen, 70 Sättigungsdampfdruck, 2, 3 SAMOS, 47 Samos AT, 47, 55 Scanauflösung, 67 Scangenauigkeit, 66 Scherfestigkeit, 8 Scherwellen, 31 Schifahrerlawinen, 19 schleifender Schnitt, 67 Schmelzmetamorphose, 15, 16 Schmidt-Zahl, 52 Schneebrett, 21 Schneebrettlawine, 20, 21 Schneedichte, 6 Schneehöhenermittlung, 65 Schneehöhenverteilung, 63 Schneekriechen, 9 Schneemassenermittlung, 65 Schockwelle, 34, 35 Schwächungskoeffizient, 33 Schwachzonen, 24 Schwimmschnee, 14 Sekundärbruch, 25 Setzung, 9 Setzungsrate, 9 SIMPLE Algorithmus, 53 Sprödbruch, 23 Stagnationstiefe, 10, 12

Staubschicht, 48 Stauchwall, 21 Stosswelle, 34 Strainsoftening, 23 Streifenverknüpfung, 61 Sturzbahn, 18, 40 Superschwachzonen, 24 temperature gradient metamorphism, 14temporäre Sicherung, 27 terrestrischer Laserscan, 63 Tiefenreif, 14 Trockenschneelawine, 48 turbulente Strömung, 50 Verschiebungsgeschwindigkeit, 34, 36 Verschiebungswellen, 34 Viskosität, 9, 17, 25 VOELLMY Modell, 41, 49 Voronoi Zelle, 52 Wandfunktion, 51 Wasseräquivalent, 7 Wasserdampfdruck, 4 Wasserflussanalyse, 63 Wassergehalt, 7, 8 Wellenimpedanz, 33 Wichte, 6 Windverfrachtung, 79 Wirkungszone, 39 Zündung innerhalb der Schneedecke, 38 Zündung oberhalb der Schneedecke, 35 Zündung unter Schneedecke, 35