

**Gernot Philipp FRUHWIRTH**

**Untersuchungen und Modellierung der Schneedecke  
am Stoderzinken (Österreich)**

**Bachelorarbeit**

Institut für Geographie und Raumforschung  
Karl-Franzens-Universität Graz

Graz, 2011

Begutachter: Prof. Dr. Ulrich STRASSER

### **Eidesstattliche Erklärung:**

Ich, Gernot Philipp Fruhwirth bestätige hiermit, dass ich diese Bachelorarbeit alleine und ohne fremde Hilfe mit bestem Gewissen und nach den allgemein gültigen Regeln für wissenschaftliches Arbeiten verfasst habe.

Der Autor: Gernot Philipp FRUHWIRTH

Unterschrift:

### **Danksagung:**

An dieser Stelle möchte ich mich speziell bei meinem wissenschaftlichen Betreuer und Begutachter dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. Ulrich STRASSER, tätig am Institut für Geographie und Raumforschung an der Karl-Franzens-Universität Graz, für die Beratung und Hilfestellung zur Durchführung des Projektes bedanken.

Mein Dank gilt auch Herrn Dr. Markus HERNDL vom Lehr- und Forschungszentrum Raumberg-Gumpenstein für die Betreuung im Zuge des Praktikums und den Arbeiten bei der Klima-/Lysimeterstation am Stoderzinken.

Weiter möchte ich auch allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern dieses Projekts am Stoderzinken danken, die mich dabei begleitet haben.

## **Vorwort:**

Diese Bachelor-Projektarbeit wurde im Zuge eines Praktikums am Lehr- und Forschungszentrum Raumberg-Gumpenstein erstellt. Bei dieser fach einschlägigen Praxis standen klimatologische und hydrologische Fragestellungen im Vordergrund und der Autor dieser Arbeit war mit den Untersuchungen bzw. Beobachtungen vor Ort über den Zeitraum des Winterhalbjahres 2010/2011 beschäftigt. Dem Interesse des Autors und die Entscheidung, über diese Thematik eine Abschlussarbeit zu verfassen, liegt eine persönliche Ortskundigkeit der Region Ennstal und der umliegende Berglandschaft sowie die Wahl der Schwerpunkte Klimatologie und Hydrologie bei der Studienrichtung Umweltsystemwissenschaften - Geographie zu Grunde. Somit stellt diese Bachelorarbeit zusammen mit dem absolvierten Praktikum eine ideale Ergänzung zur Lehre am Institut für Geographie und Raumforschung der Karl-Franzens-Universität Graz dar.

## **Abstract:**

During a research project on dynamics of groundwater recharge at a lysimeter- and climate station on Stoderzinken (Austria), problems related to the water balance occurred since the beginning of the observations in the year 2006. The infiltrated water volumes could not be compensated by adequate rainfall entries. In order to understand the reasons of that problem a snow cover - modeling was made with the goal to compare measuring data with modeled results. The focus was on the interactions between snow depth or snow water equivalent (SWE), the entry of precipitation and wind speed. The results and their comparisons confirmed the well-known problems of measuring of precipitation in the mountains, especially in terms of snowfall and snow shipping by wind action. The used model is a snow cover- and energy balance-model and it was developed by U. STRASSER and T. MARKE (Department of Geography, Karl-Franzens-University of Graz). Furthermore, the modeling was added for any issues with a number of snow profiles and a tracer test. The latter also reports on the flow behavior within the snowpack, especially during the times of snow melt and during rainfall processes on it at time of early and late winter.

## **Zusammenfassung:**

Im Zuge eines Projektes über die Grundwasserneubildungsdynamik im Almökosystem am Stoderzinken (Österreich) traten während den Beobachtungen seit der Fertigstellung der Klima- bzw. Lysimeterstation im Jahr 2006 Probleme im Zusammenhang mit der Wasserbilanz auf. Den in der Forschungsanlage infiltrierten Wassermengen standen zu geringe Niederschlagseinträge in deutlichem Ausmaß gegenüber. Um nun die Gründe für die unausgeglichene Wasserbilanzierung zu beleuchten wurde unter anderem eine Schneedeckenmodellierung in Auftrag gegeben mit dem Ziel, die daraus gewonnenen Ergebnisse mit Messdaten oder beobachteten Daten zu vergleichen.

Der Fokus lag dabei auf dem Zusammenspiel zwischen der Schneehöhe bzw. dem Schneewasseräquivalent (SWE), dem Niederschlagseintrag und der Windgeschwindigkeit. Die Ergebnisse und deren Vergleiche bestätigten die allgemein bekannten Probleme der Niederschlagsmessung im Gebirge vor allem in Hinblick auf Schneefall und Windverfrachtung. Beim hierfür verwendeten Modell handelt es sich um das Schneedecken- und Energiebilanz-Modell ESCIMO.spread, entwickelt von U. STRASSER und T. MARKE (Institut für Geographie und Raumforschung, KFU Graz). Die Modellierung der Schneedecke wurde für etwaige Fragestellungen mit einer Reihe von Schneeprofilen und einem Tracer-Versuch ergänzt. Letzterer gibt auch Aufschluss über das Fließverhalten innerhalb der Schneedecke speziell während der Schneeschmelze bzw. bei Aufregnen auf Schneepakete während wärmerer Temperaturen zur Zeit des Früh- und Spätwinters.

# Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung .....	11
1.1. Zielsetzung und Abgrenzung der Thematik.....	11
1.2. Die Forschungsanlage am Stoderzinken.....	12
1.3. Probleme der Wasserbilanzierung .....	16
2. Relevante Messdaten .....	18
2.1. Lufttemperatur .....	18
2.2. Relative Luftfeuchte.....	19
2.3. Windgeschwindigkeit .....	20
2.4. Niederschlag .....	22
2.5. Globalstrahlung .....	24
2.6. Atmosphärische Gegenstrahlung .....	26
3. Aspekte der Schneedeckenentwicklung.....	30
3.1. Albedo.....	30
3.2. Schneehöhe, Schneedichte und Schneewasseräquivalent .....	32
3.3. Schneeschmelze und Wärmehaushalt .....	33
4. Modellierung und Ergebnisse .....	36
4.1. ESCIMO.spread .....	36
4.2. Ergebnisse der Modellierung des Winters 2010/2011.....	40
4.2.1. Schnee-Wasser-Äquivalent (SWE) .....	40
4.2.2. Schneeschmelze (modelliert).....	41
4.2.3. Schneealter und Albedo.....	42
4.2.4. Oberflächen-Energiebilanz.....	43
4.2.5. Turbulente Flüsse.....	44

4.3.	Vergleiche und Diskussion .....	44
4.3.1.	Schneehöhe am Schneekissen und Schnee-Wasser-Äquivalent (SWE).....	45
4.3.2.	Schneehöhe und Windgeschwindigkeit.....	46
4.3.3.	Schneehöhe am Schneekissen und Niederschlag.....	49
4.3.4.	Kartendarstellungen langjährig gemittelter Daten.....	50
5.	Tracer-Versuch an einem Schneeblock.....	53
6.	Ergänzende Schneeprofile .....	57
7.	Ausblick .....	61
8.	Quellenangabe .....	62

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Geländekarte und amtliche ÖK, Maßstab 1:25000, Quelle: GIS Steiermark .....	12
Abb. 2: Klimaregionen der Steiermark, Quelle: Klimaatlas Steiermark (1997 – 2000) .....	13
Abb. 3: Technische Übersicht der Lysimeteranlage. Von links: Feldmessprofil, wägbares monolithisches Lysimeter, Bodenwassersammler, Serviceschacht mit Kippzählern und Einrichtungen zur Proben- und Datenentnahme. Quelle: HERNDL 2009.....	14
Abb. 4: Die Installationen der Wetterstation neben dem Lysimeter, Quelle: eigenes Foto .....	15
Abb. 5: Monatlich Niederschlagssummen und Sickerwassermengen am Standort Stoderzinken der Jahre 2006 und 2007, Quelle: HERNDL 2009 .....	17
Abb. 6: Verlauf der Lufttemperatur am Stoderzinken im Winter 2010/11, Quelle: eigene Darstellung .....	19
Abb. 7: Die relative Luftfeuchtigkeit für den Standort Stoderzinken über den Winter 2010/2011, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread .....	20
Abb. 8: Mass balance with blowing snow, Quelle: ARMSTRONG/BRUN 2008 .....	21
Abb. 9: Verlauf der Windgeschwindigkeit in [m/s] für den Winter 2010/2011, Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread .....	22
Abb. 10: Verlauf der Niederschlagsmessung im OTT-Gebirgspluvio am Stoderzinken für den Zeitraum des Winters 2010/2011, Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread .....	24
Abb. 11: Direkte Sonnenstrahlung und diffuses Himmelslicht in $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{min}$ bei wolkenlosem und bedecktem Himmel mit unterschiedlichen Wolken als Beispiel. Die Messungen wurden von in Pawlowsk durchgeführt. Quelle: WEISCHET 1983, nach KALITIN aus KONDRATYEV, 1969.....	25
Abb. 12: Entwicklung der Globalstrahlung in $\text{W}/\text{m}^2$ über den Winter 2010/2011 an der Forschungsstation am Stoderzinken. Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread .....	25
Abb. 13: Global und vieljährig gemittelte prozentuale Energieflüsse im System Atmosphäre – Erdoberfläche, entsprechend terrestrische Ausstrahlung und resultierende Flüsse latenter sowie sensibler Wärme. Quelle: SCHÖNWIESE 2008, verändert nach Houghton et al. 1996) .....	28
Abb. 14: Entwicklung der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung für den Winter 2010/2011, empirisch berechnet nach Formeln von FEUSSNER und BOLZ. Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread.....	29
Abb. 15: Durchschnittliche Albedo für verschiedene terrestrische bei solarer Einstrahlung ( $0,3 - 4 \mu\text{m}$ Wellenlänge), Quelle: SCHÖNWIESE 2008, verändert nach BARRY und CHORLEY (1982), HÄCKEL (1999) und KRAUS (2001).....	31
Abb. 16: Energiehaushalt während eines Schneeschmelztages, Quelle: HERRMANN 1977, nach EAGLE 1970.....	34

Abb. 17: Tagesgänge der einfallenden ( $Q_{Si}$ ) und der reflektierten kurzwelligen ( $Q_{So}$ ) bzw. einfallenden ( $Q_{Li}$ ) und ausgesandten Strahlungsströme ( $Q_{Lo}$ ) sowie der kurzwelligen ( $Q_{N(S)}$ ), langwelligen ( $Q_{N(L)}$ ) und Gesamtbilanz ( $Q_{N(t)}$ ) an einer schmelzenden Schneedecke (Bad Lake Research Watershed, südwestlich von Saskatchewan), Quelle: BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996, nach MALE & GRANGER 1978.....	35
Abb. 18: Tagesganglinien der Nettostrahlung ( $Q_N$ ), der fühlbaren ( $Q_H$ ) und latenten Wärmeströme ( $Q_E$ ), des Bodenwärmestroms ( $Q_G$ ) und der Schmelzwärme ( $Q_M$ ) einer Schneedecke an der Elora Research Station bei Guelph, Ontario, Quelle: BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, nach MC KAY 1978 .....	36
Abb. 19: Parameter und Konstanten, die von ESCIMO.spread verwendet werden, Quelle: STRASSER & MARKE 2010 .....	37
Abb. 20: Die Benutzeroberfläche des Spreadsheet-Modells, Quelle: STRASSER & MARKE 2010 .....	38
Abb. 21: Ergebnisse für den Standort Kühroint (Bayern), Quelle: STRASSER & MARKE 2010 .....	39
Abb. 22: Gegenwärtige und mögliche zukünftige Bedingungen und Verlauf des SWE am Standort Kühroint (Bayern), Quelle: STRASSER & MARKE .....	39
Abb. 23: Modellierter Verlauf des SWE und beobachtete Stichproben vom Stoderzinken, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread .....	40
Abb. 24: Überblick über die Schneeschmelzereignisse am Stoderzinken, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread.....	42
Abb. 25: Albedo und Schneealter für den Zeitraum des Winters 2010/2011 am Stoderzinken im Vergleich, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread.....	42
Abb. 26: Modellierter Oberflächen - Energiebilanz am Stoderzinken, Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread.....	43
Abb. 27: Die Schneehöhe am Schneekissen im Vergleich zum Schneewasseräquivalent am Standort Stoderzinken, Quelle: Eigene Darstellung .....	45
Abb. 28: Schneehöhe am Schneekissen und Windgeschwindigkeit am Stoderzinken, Quelle: Eigene Darstellung .....	47
Abb. 29: Abbildung einer Schneeprobe mittels Tomographie, Quelle: ARMSTRONG & BRUN 2008 ...	48
Abb. 30: Schneehöhe und Niederschlag am Stoderzinken im Vergleich, Quelle: Eigene Darstellung..	49
Abb. 31: Schematische Darstellung von Beispielen möglicher Lagerungen von Schneeschichten, auf denen Schmelzwasser zum abgeschlossenen System des Lysimeters fließen könnte. Quelle: Eigene Darstellung .....	53
Abb. 32: Ausgeschnittener Schneeblock mit markierter Schichtgrenze, Quelle: Eigenes Foto .....	54
Abb. 33: Front und Seitenansicht des Schneeblockes 10 min. nach Start des Tracer-Versuches, Quelle: Eigenes Foto .....	55

Abb. 34: Schneeblock nach Abtragung der Außenschichten, Quelle: Eigenes Foto .....	56
Abb. 35: Hilfsmittel zur Erstellung der Schneeprofile, Quelle: Eigenes Foto .....	58
Abb. 36: Schneeprofil vom 18. 12.2010, Stoderzinken, Eigenes Profil .....	58
Abb. 37: Schneeprofil vom 18. 1.2011, Stoderzinken, Eigenes Profil .....	59
Abb. 38: Schneeprofil vom 22. 2.2011, Stoderzinken, Eigenes Profil .....	59
Abb. 39: Schneeprofil vom 10. 3.2011, Stoderzinken, Eigenes Profil .....	60
Abb. 40: Schneeprofil vom 6. 4.2010, Stoderzinken, Eigenes Profil .....	60
Abb. 41: Schneeprofil vom 19. 4.2010, Stoderzinken, Eigenes Profil .....	61

# 1. Einleitung

## 1.1. Zielsetzung und Abgrenzung der Thematik

Das vorrangige Ziel dieser Arbeit ist die Modellierung der Schneedecke am Stoderzinken und der Vergleich dieser Ergebnisse mit Messwerten der Forschungsanlage über den Winter 2010/2011 und dient zur Bildung möglicher Lösungsansätze der Probleme im Zusammenhang mit der unausgeglichenen Wasserbilanz im Untersuchungsgebiet. Ergänzt werden die daraus gewonnenen Informationen mit dem Ergebnis eines Markierungsversuches, der das Fließverhalten innerhalb eines Schneeblocks mit gering geneigter Oberfläche simuliert. Zusätzlich wurden Schneeprofile gegraben, um einen Überblick über die Eigenschaften und die Verteilung der Schneesichten für die Dauer der Untersuchungen zu erhalten. Diese Untersuchungen fanden im Zeitraum von Mitte November 2010 bis Mitte April 2011 statt, daher richtet sich der Hauptteil der Modellierung und Untersuchung der Schneedecke auf diesen Zeitraum. Da die Ergebnisse nur für diesen Zeitraum signifikant sind (Ende der Aufzeichnungen am 19. April), wurden zusätzlich noch Messdatenreihen verschiedener Jahre gemittelt und eine Modellierung durchgeführt, um auch Aussagen für ein hydrologisches Jahr treffen zu können.

Obwohl die Forschungsstation vorrangig als Lysimeterstation mit dazugehörigen Klimamessgeräten konzipiert wurde, befasst sich diese Arbeit nur mit jenen klimatologischen und hydrologischen Aspekten, die für die Modellierung der Schneedecke und deren Aufbau sowie Entstehung von Interesse sind.

Der Erhalt an Informationen über die Infiltration bzw. die Versickerung in das Lysimeter sowie über die dort stattfindende Verdunstung wird nicht in dieser Arbeit behandelt. Ebenso sind auch Vergleiche von z.B. Niederschlag und Verdunstung oder andere hydrologischen bzw. hydrogeologischen Fragestellungen nicht Teil dieser Untersuchungen.

(Bei Interesse verweist der Autor hierfür auf das Lehr- und Forschungszentrum Raumberg-Gumpenstein, welches in Zusammenarbeit mit der Universität Graz jene Fragestellungen im Zuge eines Projekts bearbeitet.)

Zusätzlich können die Ergebnisse der Untersuchungen auch in weiterer Folge für Aspekte der Klimaforschung, für landschaftsökologische und touristische Fragestellungen in Hinblick auf das kleine Alm-Schigebiet Stoderzinken, in dessen Einzugsgebiet die Forschungsstation liegt, von Bedeutung sein.

## 1.2. Die Forschungsanlage am Stoderzinken

Der Stoderzinken ist Teil des Dachstein-Gebirgsmassivs, welches wieder zu den nördlichen Kalkalpen gehört, und ist 2048 m (über dem adriatischen Meer) hoch. Unter dem Gipfel befindet sich ein Almgebiet, welches charakteristisch für jene kalkalpine Gegend ist und touristisch bzw. wirtschaftlich (Ski- und Wandergebiet) genutzt wird.

Die folgende Abbildung zeigt eine Geländekarte mit darübergelegter ÖK<sub>25</sub> vom Almgebiet am Stoderzinken. Eine weitere Karte aus dem Klimaatlas Steiermark (1971-2000) stellt die Einteilung der Klimaregionen für die betreffende Gegend dar.



Abb. 1: Geländekarte und amtliche ÖK, Maßstab 1:25000, Quelle: GIS Steiermark



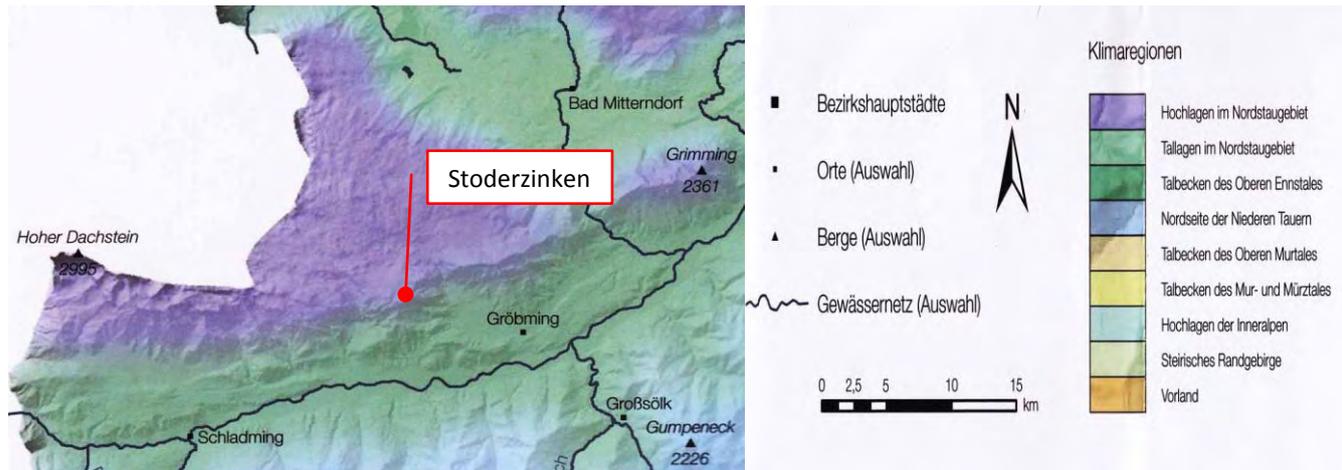


Abb. 2: Klimaregionen der Steiermark, Quelle: Klimaatlas Steiermark (1997 – 2000)

Am Fuße des Gipfels, in einer großen Senke nahe am Gebirgskamm gelegen, befindet sich die Forschungsstation, die Mittelpunkt dieser Arbeit ist. Es handelt sich dabei um eine Gebirgs-Lysimeterstation auf 1830 m Seehöhe und weist die geographischen Koordinaten  $47^{\circ}27,518' \text{ N}$  und  $13^{\circ}48,947' \text{ E}$  auf. Die Anlage wurde im Juli 2005 errichtet und vom LFZ Raumberg Gumpenstein, der Fachabteilung 19A (Wasserwirtschaftliche Planung und Siedlungswasserwirtschaft) der steirischen Landesregierung sowie vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft finanziert. Die Betreiber erhoffen sich durch die von der Anlage gelieferten Daten Information über aktuelle und zukünftige Fragestellungen der Trinkwasserversorgung und des Boden- bzw. Grundwasserschutzes.

Bei den Forschungszielen sind insbesondere die Analyse von Wasser- und Stoffkreisläufen sowie Quantifizierung und Ermittlung der chemischen Zusammensetzung des Niederschlags-, Schneeschmelz- und Sickerwassers und die Abschätzung der jährlichen Grundwasserneubildung hervorzuheben. Weitere wichtige Ziele sind die Modellierung chemischer Prozesse des Sickerwassers, die Validierung der Modelle im Zusammenhang mit meteorologischen, bodenhydraulischen, vegetations- und bodenkundlichen Primärdaten sowie Langzeitmonitoring von Artenzusammensetzung, Biodiversität, Nettoprimärproduktion, Wärme-, Wasser- und Stoffkreisläufen des Almökosystems (BOHNER 2007). Die Lysimeterstation nimmt durch ihre Seehöhe und Exposition eine Sonderstellung im Vergleich zu herkömmlichen

Anlagen ein, da man sich neue Einblicke in jenen zuvor genannten Forschungsfragen im Bezug auf Almgebiete erhofft.

Die Anlage liefert seit 2006 Daten und ist im Groben folgendermaßen ausgerüstet (HERNDL 2009 und BOHNER et al. 2007):

- Ein wägbares monolithisches Lysimeter mit einem zylindrischen Edelstahlbehälter (Durchmesser = 1m), einem Kippzähler (Auflösung = 100 ml) und Sonden zur Messung von Bodentemperatur, Bodenwasserspannung und volumetrischen Bodenwassergehalt.
- Ein monolithischer Bodenwassersammler oder Kleinlysimeter (Oberfläche = 0,071 m<sup>2</sup>; Auflösung Kippzähler = 5 ml).
- Ein Feldmessprofil neben dem wägbaren Lysimeter mit Sensoren für die zuvor genannten Aspekte zur Messung im Boden in vier Tiefenstufen (5 cm, 30 cm, 60 cm und 90 cm).
- Ein Lysimeter-Serviceschacht.
- Eine Boden- und Vegetationsdauerbeobachtungsfläche.
- Eine Wetterstation mit klimatologischen und hydrologischen Messgeräten.

Die folgenden zwei Abbildungen zeigen einen Querschnitt durch die Lysimeteranlage bzw. die Installationen oberhalb der Erdoberfläche.

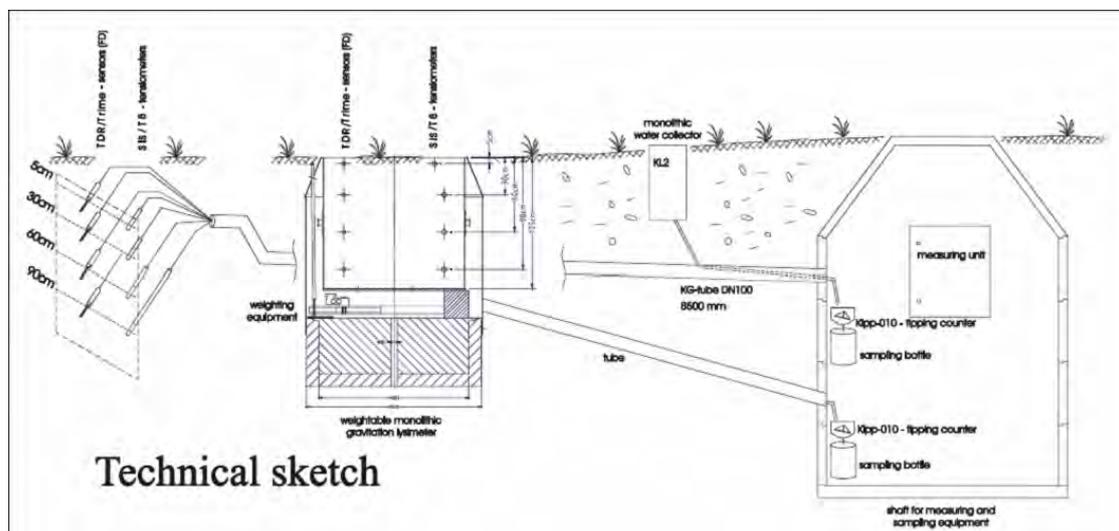


Abb. 3: Technische Übersicht der Lysimeteranlage. Von links: Feldmessprofil, wägbares monolithisches Lysimeter, Bodenwassersammler, Serviceschacht mit Kippzählern und Einrichtungen zur Proben- und Datenentnahme. Quelle: HERNDL 2009

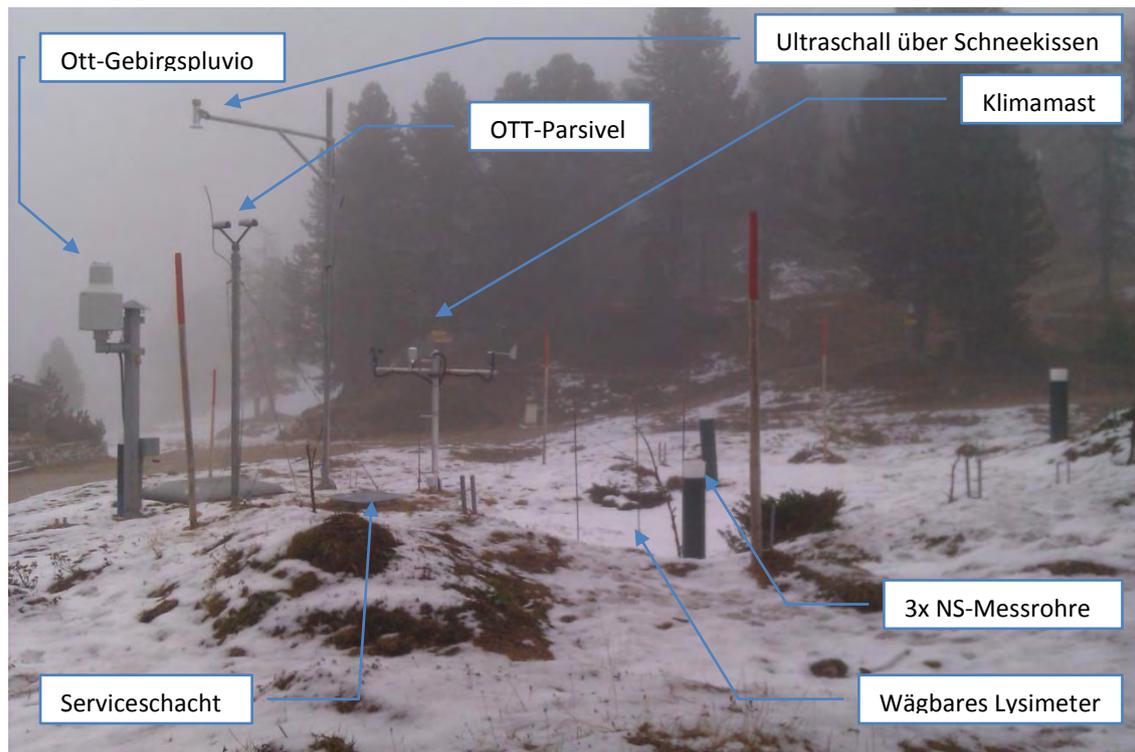


Abb. 4: Die Installationen der Wetterstation neben dem Lysimeter, Quelle: eigenes Foto

Ausrüstung der Wetterstation im Detail (nach BOHNER et al. 2007):

- OTT-Gebirgspluvio (Niederschlagswaage mit beheizbarer Öffnung) zur Niederschlagsmessung in 2m Höhe und 3 weitere herkömmliche Niederschlags-Messrohre am Boden zum Vergleich. Der „Pluvio“ dient zur Quantifizierung der Niederschlagsmengen und der Stoffeinträge über die Atmosphäre durch Nasse Deposition.
- Niederschlags-Messsystem OTT-Parsivel ist in 3m Höhe angebracht und dient zur zusätzlichen Messung bzw. Vergleich von Niederschlagsart, -menge und -intensität.
- Ein Klimamast mit Installationen zur Messung der Klimaparameter Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Globalstrahlung, Temperatur und relativer Feuchte auf 2m Höhe. Außerdem wird die Lufttemperatur zusätzlich in einer Höhe von 5cm und 20cm für bodenkundliche Fragestellungen gemessen.

- Ultraschallmessgerät zur Schneehöhenmessung in 4m Höhe und einem Schneekissen zur gleichzeitigen Messung der Schneedichte und des Schneedrucks.

### **1.3. Probleme der Wasserbilanzierung**

Lysimeterstationen dienen grundsätzlich zur direkten Messung bzw. Quantifizierung von Wasserhaushaltsgrößen wie Niederschlag und Verdunstung und damit erhält man „in situ“ gemessene Daten, welche sonst nur über Klimadatenreihen modelliert werden können. Die Validierung und Auswertung der gemessenen Daten des Lysimeters (Verweis auf GRITSCH 2010) mittels Vergleichen mit Distrometermessungen nach einer Kalibrierung durch Niederschlags- und Lysimetergewichtsmessungen zur Überprüfung von Fehlern, gaben Aufschluss über die Messgenauigkeit der Anlage am Stoderzinken. Einerseits zeigen die Vergleiche, dass die Anlage an sich qualitative Daten erzeugt, solange man Zeiträume über den Sommer betrachtet. Andererseits gelten die Messungen insbesondere in der Zeit des Herbstes und der Phase der Schneeschmelze als unsicher. Auch alternative Vergleiche mit dem Distrometer OTT-Parsivel führten trotz einer Korrektur ( $\pm 10\%$ ) zu Problemen bei der Bilanzierung der Verdunstung (BIRK et al. 2011).

Dies spiegelt sich analog auch in der Wasserbilanz der Forschungsanlage wider und ist die Ausgangslage dieser Projektarbeit. Die folgende Abbildung (HERNDL 2009) zeigt den Vergleich zwischen Niederschlagsmengen und Sickerwassermengen für die Jahre 2006 und 2007.

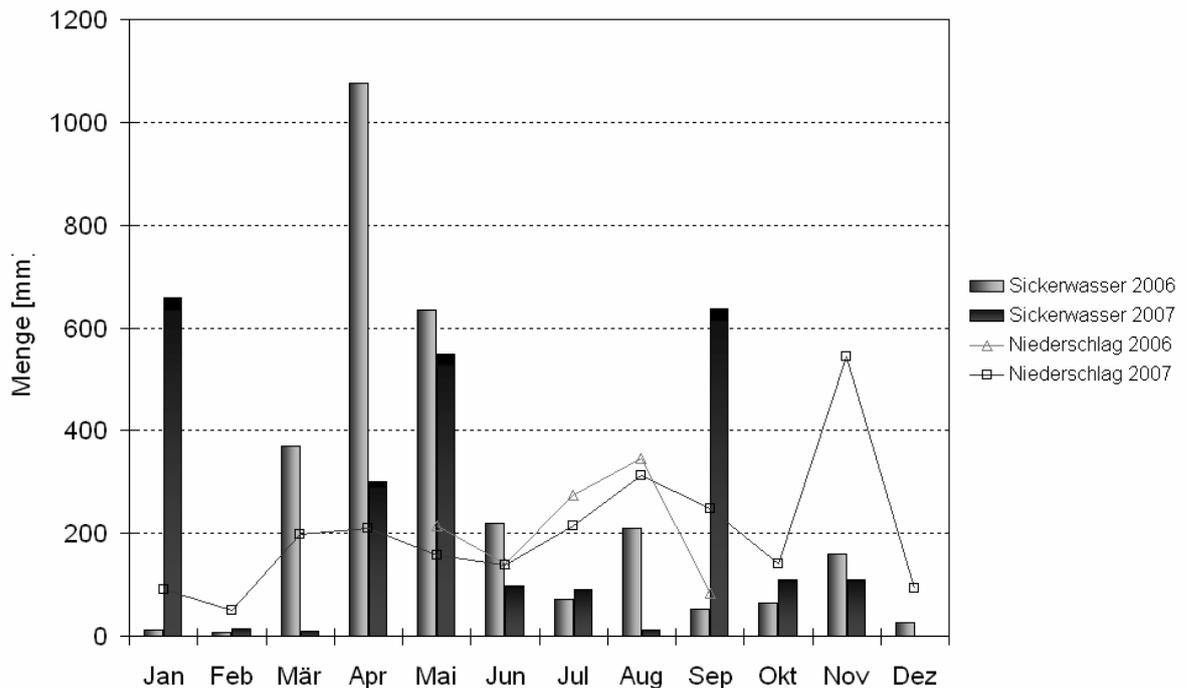


Abb. 5: Monatlich Niederschlagssummen und Sickerwassermengen am Standort Stoderzinken der Jahre 2006 und 2007, Quelle: HERNDL 2009

Wie in Abb. 4 ersichtlich, stehen den aufgezeichneten Niederschlagsmengen deutlich zu hohe Sickerwassermengen gegenüber und ergeben damit eine sehr unausgeglichene Wasserbilanz. Für viele Fragestellungen, für deren Zweck diese Anlage erbaut wurde, sind allerdings Daten nötig, die einem höheren Maß an Gültigkeit entsprechen, daher ist das derzeitige Ziel bei diesem Lysimeter-Projekt die Fehlerquellen, welche zu dieser Wasserbilanz führen, zu identifizieren.

Diese Suche nach möglichen Fehlern ist die primäre Zielsetzung dieser Bachelor-Projektarbeit und wird in den folgenden Kapiteln behandelt. Das Augenmerk wird daher wie bereits einleitend beschrieben auf den klimatologischen Parametern und der Modellierung der Schneedecke am Stoderzinken beruhen.

## 2. Relevante Messdaten

Kapitel 2. befasst sich mit den Eingabedaten für die Modellierung der Schneedecke mittels ESCIMO.spread (siehe Kapitel 4.1.) und stellt die Klimaelemente Temperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Niederschlag, Globalstrahlung und Gegenstrahlung vor. Zu jedem Unterpunkt sind Messmethodik und Verlauf der Datenreihen über den Winter (im Fall dieser Untersuchungen der Zeitraum von 1.8.2010 bis 19.4.2011) graphisch dargestellt. Die Daten wurden in 10 - minütigen Abständen zur Verarbeitung gefiltert.

### 2.1. Lufttemperatur

Die Messung der atmosphärischen Luft wird oft als primäre Klimagröße bezeichnet, steht sie doch in klimatologischen Fragestellung im Vordergrund und ist durch die mittlere molekularkinetische Energie von Materie definiert. Je geringer die Eigengeschwindigkeit eines Luftquantums ist, desto geringer ist auch die Temperatur und umgekehrt. Auf der Tatsache, dass sich Materie mit steigender Temperatur ausdehnt, und sich bei Abkühlung zusammenzieht basieren auch die meisten Messmethodiken, daher liegt folglich eine volumenabhängige Beziehung zur Temperaturänderung vor. (Schönwiese 2008).

Die Anlage am Stoderzinken verfügt über 3 Temperaturfühler in 5 cm, 20 cm und 2 m Höhe, die sich wie üblich in Behältern mit Sonnenblenden zum Schutz vor direkter Sonneneinstrahlung befinden. Zur Modellierung wurde der Verlauf der 2m – Lufttemperatur herangezogen und ist in der folgenden Abbildung graphisch dargestellt. Im Modell wird die Temperatur in [K] angegeben, zur besseren Veranschaulichung im Bezug auf den Gefrierpunkt von Wasser wurden die Daten in °C umgerechnet.

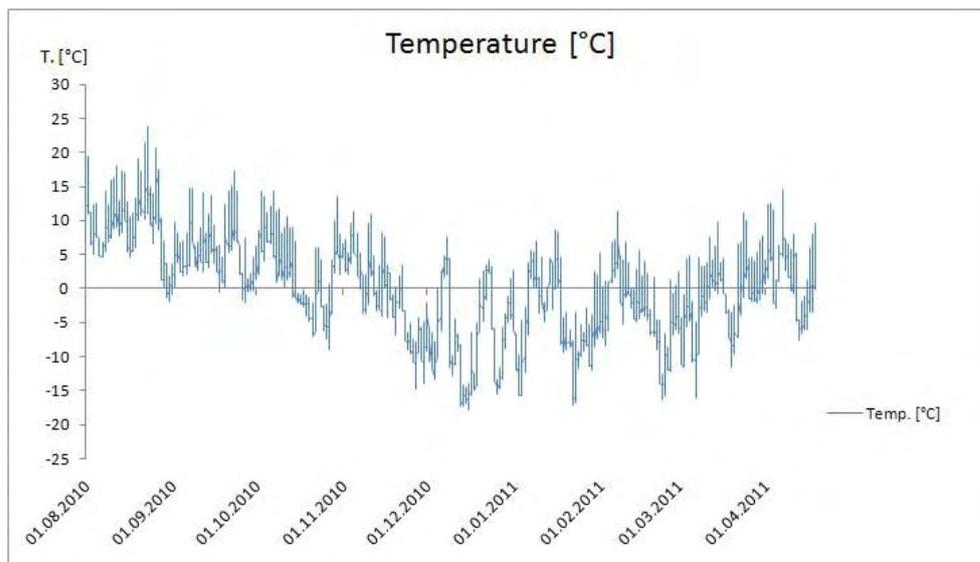


Abb. 6: Verlauf der Lufttemperatur am Stoderzinken im Winter 2010/11, Quelle: eigene Darstellung

Der Winter 2010/2011 war generell ein durchschnittlicher Winter im Vergleich zum langjährigen Mittel vergleichbarer Klimastationen in der Region. Anfang Dezember waren die Neuschneemengen größer als normal, nach einem typisch milden Weihnachtstauwetter entwickelte sich der Winter relativ kalt und niederschlagsarm. Speziell Ende Jänner und in der ersten Februar-Hälfte war die Luft deutlich trockener als herkömmlich. Dies weist bereits auf den nächsten Unterpunkt hin.

## 2.2. Relative Luftfeuchte

Die zweite wichtige Klimagröße, die zur Schneedeckenmodellierung benötigt wird ist die relative Luftfeuchte, welche den Zustand der Sättigung angibt. Sie wird in Prozent angegeben und weist eine Abhängigkeit von der Temperatur und des Wasserdampfpartialdruckes auf (SCHÖNWIESE 2008). Dies ist auch in Bezug auf die Schneedeckenentwicklung von Bedeutung, da es durch lange Hochdruckwetterlagen in den Wintermonaten zu großen Rückgängen der Schneehöhe kommen kann. Dadurch kommt es auch zu einem Absinken der relativen Feuchte und oft mehrere Wochen andauernden Phasen ohne Neuschnee. Der Jahresgang der relativen Luftfeuchte ist im folgenden Diagramm dargestellt.

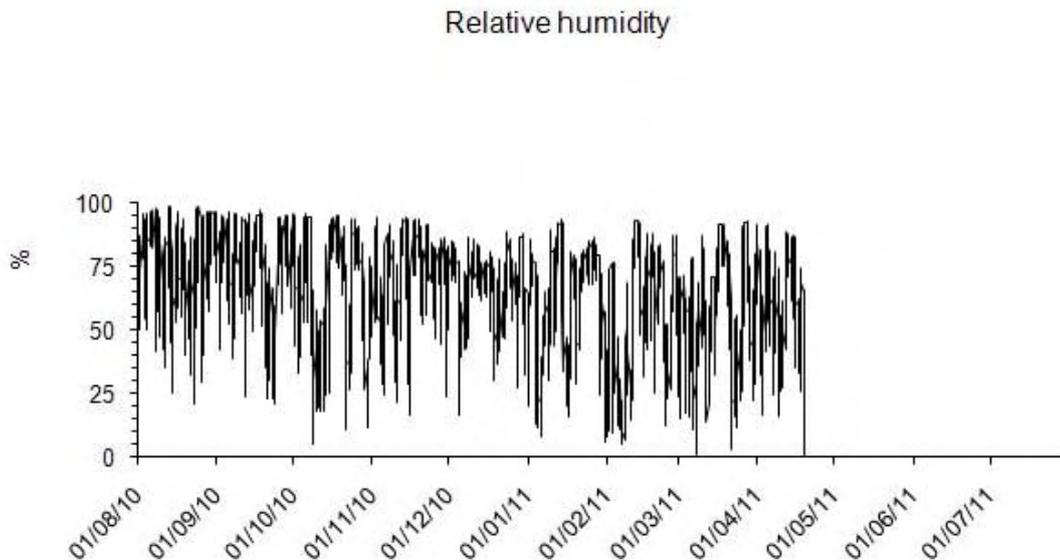


Abb. 7: Die relative Luftfeuchtigkeit für den Standort Stoderzinken über den Winter 2010/2011, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

Die Abbildung zeigt deutlich die langen stabilen Wetterlagen im Oktober und vor allem im Februar und März. Dies sind auch entscheidende Phasen der Schneedeckenrückgänge, während die stabile Wetterlage mit trockener Luft am Anfang aufgrund der kalten Temperaturen im Jänner kaum zur Schneeschmelze beiträgt. Zwischen Mitte November und Mitte Dezember ist gut zu erkennen, dass zu dieser Zeit, in der es zu größeren Neuschneemengen gekommen ist, die relative Luftfeuchte einen hohen Prozentanteil aufweist.

### 2.3. Windgeschwindigkeit

Der nächste Aspekt ist der Wind, insbesondere jener der Windgeschwindigkeit. Da der Wind auf Prozesse und Aufbau der Schneedecken und deren Oberflächen enormen Einfluss hat, wie auch in der modernen Lawinenforschung nachgewiesen, liegt die Vermutung nahe, dass Schneeverfrachtung durch Wind an diesem Standort einen maßgeblichen Anteil an den Problemen mit der Wasserbilanzierung verursachen könnte.

Weiter kann der Wind auch zu dramatischen Zuwächsen des latenten Wärmeflusses in die Atmosphäre aufgrund von Sublimation führen. Transport und Sublimation können nach ARMSTRONG und BRUN (2008) die Bilanzierungen von Wasserkreisläufen sowie die Balance von nicht-schmelzenden Schneedecken auf offenen oder windausgesetzten Flächen erheblich beeinflussen.

Bei geringen Windgeschwindigkeiten können die meisten Kristalle im Verbund verbleiben und nur einige lösen sich heraus und werden sprungweise transportiert. Diese Unregelmäßige Fortbewegungsform nennt man Saltation und ist bei Schneedecken genauso zu beobachten wie bei äolischen Sedimentationsvorgängen. Bei großen Windgeschwindigkeiten kommt es hingegen zur Suspension (Schwebe), sprich zur Fortbewegung über weitere Distanzen. Somit trägt der Wind auch zur Inhomogenisierung der Schneedecke und Tribschneeansammlungen bzw. abgeblasene Kämme und Hügel sind die Folge. Die folgenden Abbildungen zeigen einerseits die Einflüsse des Windes auf die Schneedecke und –deren Körner bzw. den Verlauf der Windstärken für den zur Modellierung benötigten Zeitraum.

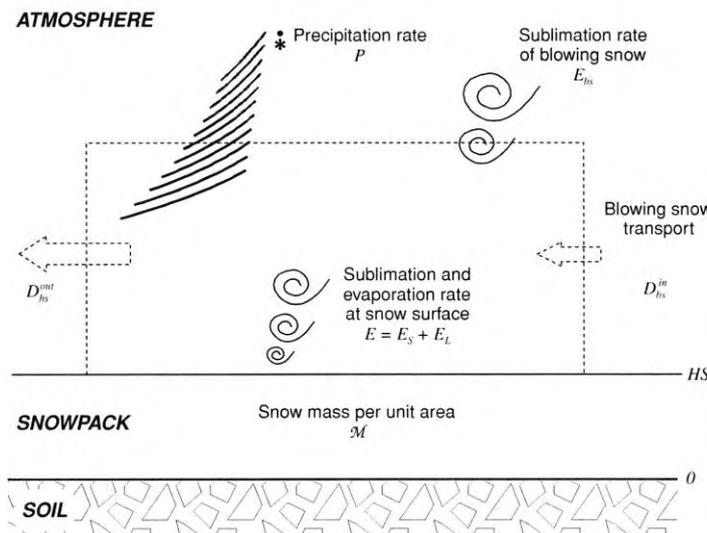


Abb. 8: Mass balance with blowing snow, Quelle: ARMSTRONG/BRUN 2008

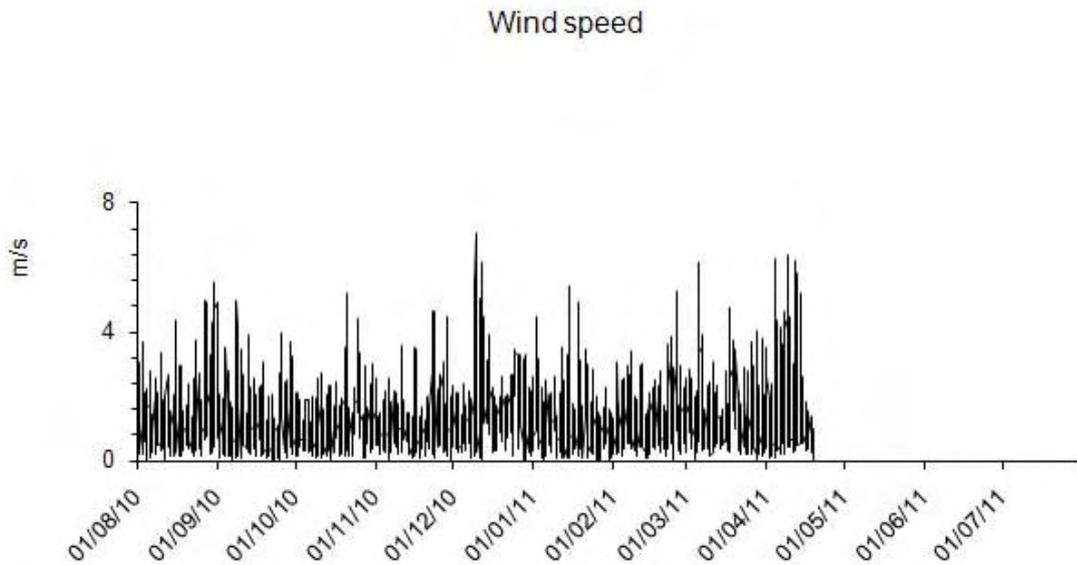


Abb. 9: Verlauf der Windgeschwindigkeit in [m/s] für den Winter 2010/2011, Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

Die Aufzeichnungen der Windstärken sind für einen Standort in 1830 m Seehöhe nichts Ungewöhnliches. Viel Wind gab es vor allem gegen Ende der ersten Dezember-Hälfte unmittelbar nach ergiebigen Neuschneemengen wobei die Möglichkeit der Schneeverfrachtung zur Station hin sicherlich gegeben war. Gemessen wird die Windgeschwindigkeit am Klimamast der Forschungsanlage am Stoderzinken mit einem herkömmlichen Schalenkreuzanemometer auf 2 m Höhe in m/s.

## 2.4. Niederschlag

Die Niederschlagsmessung im Gebirge ist eines der heiklen Themen der Klimatologie und dennoch für die Modellierung und andere Aspekte der Schneedecke essentiell. Trotz ausgeklügelter Ideen und Anstrengungen ist es auch in den letzten Jahren nicht gelungen, genaue und aussagekräftige Messungen im Gebirge durchzuführen. Hauptproblem ist hierbei einerseits der Wind, der ein gezieltes Auffangen des Niederschlags unmöglich macht und andererseits die Möglichkeit, dass die Messgeräte durch Schneeverfrachtung oder großen Neuschneemengen bedeckt oder verstopft

werden. Gegen dieses Verstopfen der Öffnungen der Niederschlagsmessgeräte hat man allerdings einen beheizbaren Metallring an der Oberseite angebracht, der solche Ausfälle verhindern soll. Der OTT-„Gebirgspluvio“ am Stoderzinken hat ein größeres Volumen ob der größeren Niederschlagseinträge und den geringeren Wartungsperioden im Vergleich zum normalen Modell „Pluvio“. Dabei handelt es sich um eine äußerst sensible Niederschlagswaage, speziell für den Einsatz in höher gelegenen Regionen konstruiert.

BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1996) gibt die drei wichtigsten Aspekte an, die erfahrungsgemäß zu Fehlern bei der Messung des Niederschlags führen können.

- Bei Windeinfluss kommt es meistens zu stark unterschätzten Messungen. Da diese Effekte bei Schneefall viel stärker sind als bei Regen oder anderen Niederschlagsarten, ist die Fehleranfälligkeit im Winter auch am größten.
- Benetzungsverluste am Auffangtrichter hängen vom Material bzw. vom Alter des Messgerätes ab. Der Einfluss ist im Winter nicht wirklich größer als im Sommer, steigt allerdings an, wenn es zu häufigen Niederschlagsereignissen kommt.
- Verdunstungsverluste aus der Sammelkanne, die zu Verlusten des aufgefangenen Niederschlags führen können. Dies ist abhängig von den Strahlungs- und Windverhältnissen und die Verdunstungsverluste sind im Sommer höher als im Winter. Daher ist auch diese Tatsache in Bezug auf die Schneedeckenmodellierung zu vernachlässigen

Beim Gesamtfehler der Niederschlagsmessungen ist darauf zu achten, dass dieser durchaus 40 % und mehr im Gebirge ausmachen kann (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Sollte es zusätzlich noch zu starkem Wind und dadurch ausgelöste Schneeverfrachtungen geben, dann kann der Fehler auch auf bis zu 100 % des Realwertes hinaufschnellen. In der Regel hat man deshalb in höheren Lagen auch bei der Wasserbilanzierung mit Niederschlagsdefiziten zu tun. Der Verlauf des Niederschlags für den gegebenen Zeitraum ist nun in der nächsten Abbildung zu sehen.

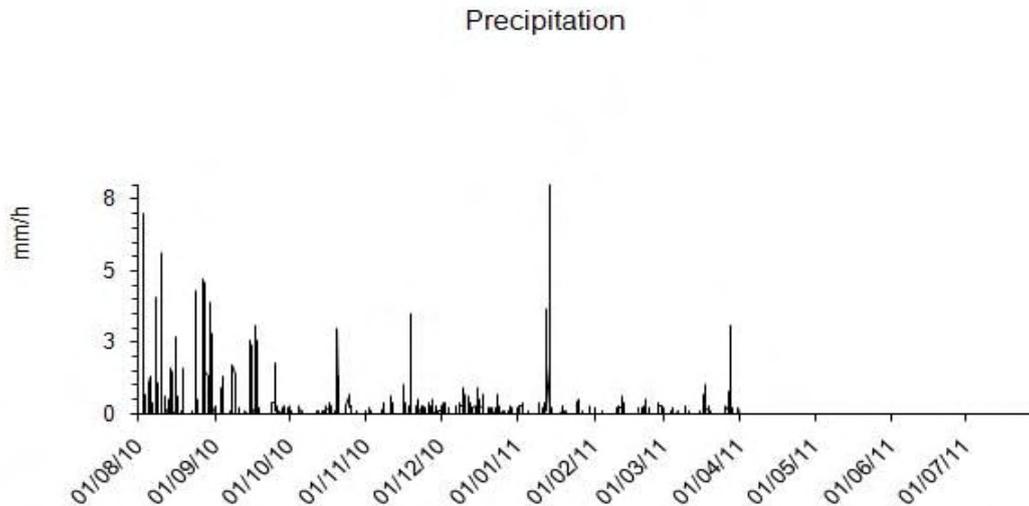


Abb. 10: Verlauf der Niederschlagsmessung im OTT-Gebirgspluvio am Stoderzinken für den Zeitraum des Winters 2010/2011, Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

Die Datenreihe (in mm/h) in obiger Abbildung endet bereits am 31.3.2011 (Anmerkung: ebenso die Daten über Parsivel, Bewölkung und Schneehöhe am Schneekissen). Der hohe Wert gegen Mitte Jänner ist sicher auf einen Messfehler zurückzuführen und könnte durch Schnee oder Eisansammlung aber auch durch äußere Einflüsse (Skifahrer/Passanten,...) entstanden sein. Auch hier ist die relative Trockenheit mit Beginn 2011 zu erkennen. Außerdem gab es wenige ergiebige Niederschlagsereignisse.

## 2.5. Globalstrahlung

Ein weiterer Klimaparameter ist die Globalstrahlung, die sich aus der Summe aus direkter Sonneneinstrahlung und der scheinbar von der gesamten Himmelsfläche kommenden diffusen Himmelsstrahlung ergibt (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Als Faktor hinsichtlich der Schneeschmelze nimmt die Globalstrahlung den dominierenden Teil ein.

Die hohe Reflexion am Neuschnee erhöht die Globalstrahlung um bis zu 4% und führt zu einer Höhenabhängigkeit. Die Zunahme im Hochgebirge beträgt in 2000 m Höhe um 22% bzw. bei 3000 m Höhe 31% und beruht auf der Abnahme der Streuzentren, der Aerosole und der Länge des optischen Weges der direkten Sonnenstrahlung durch die Atmosphäre (SCHULZE 1970).

Eine weitere Abhängigkeit besteht zum Einfluss der Bewölkung auf die Globalstrahlung. Dieser Einfluss ist auf die physikalischen Zustände der Wassertropfen bzw. jene der Eiskristalle, sowie auf die Mächtigkeit oder Wolkenhöhe zurückzuführen. Zusätzlich spielt auch noch der Einfallswinkel der Sonne eine Rolle und somit kann diese Abhängigkeit wie folgt beschrieben werden (WEISCHET 1983)

Sonnen- höhe	wolkenlos		Cirren <sup>1)</sup>		Alto cumulus <sup>1)</sup>		Strato cumulus <sup>1)</sup>	
	direkt	diffus	direkt	diffus	direkt	diffus	direkt	diffus
5°	0.06	0.03	–	0.05	–	0.06	–	0.01
10	0.13	0.05	–	0.09	–	0.11	–	0.04
20	0.33	0.08	0.11	0.16	–	0.22	–	0.13
30	0.59	0.10	0.32	0.22	–	0.31	–	0.20
40	0.84	0.11	0.60	0.26	0.12	0.39	–	0.27
50	1.10	0.12	0.90	0.29	0.31	0.44	–	0.33

Abb. 11: Direkte Sonnenstrahlung und diffuses Himmelslicht in  $\text{cal/cm}^2/\text{min}$  bei wolkenlosem und bedecktem Himmel mit unterschiedlichen Wolken als Beispiel. Die Messungen wurden in Pawlowsk durchgeführt. Quelle: WEISCHET 1983, nach KALITIN aus KONDRATYEV, 1969

Die Globalstrahlung wird am Stoderzinken ebenfalls am Klimamast auf 2 m Höhe gemessen und die Einheit beträgt  $\text{W/m}^2$ . Die folgende Abbildung zeigt nun den Verlauf der Messungen der Globalstrahlung über den Winter 2010/2011.

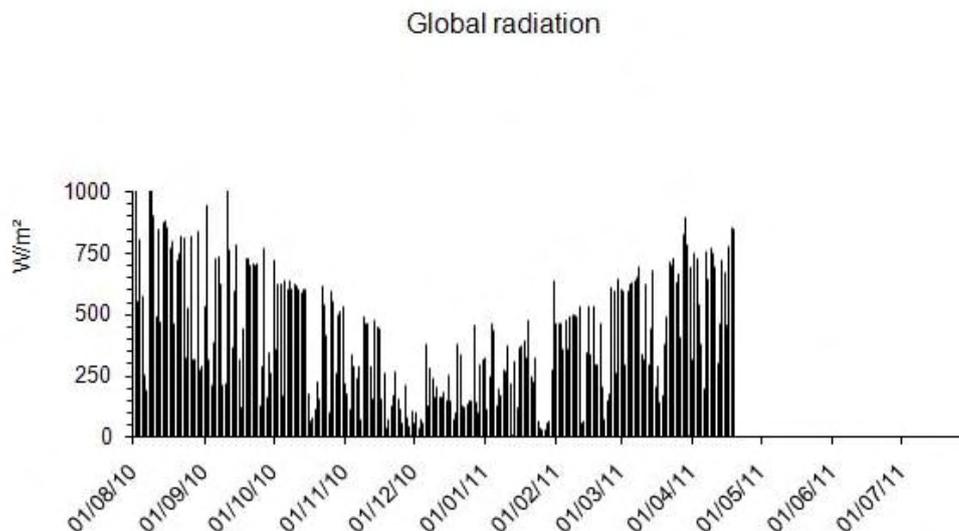


Abb. 12: Entwicklung der Globalstrahlung in  $\text{W/m}^2$  über den Winter 2010/2011 an der Forschungsstation am Stoderzinken. Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

Die Messdaten über die Globalstrahlung am Stoderzinken zeigen einen typischen Jahresverlauf repräsentativ für die Alpen. Durch die Lücken im Graphen des obigen Diagramms kann man Schönwetter- oder Schlechtwetterphasen, sprich die Zeiträume ohne und mit dichter Bewölkung erkennen.

## 2.6. Atmosphärische Gegenstrahlung

Für den letzten Parameter, der zur Eingabe in das Klimamodell ESCIMO.spread und dessen Berechnungen benötigt wird, sind bedauerlicherweise keine direkten Daten aus Messungen vor Ort am Stoderzinken vorhanden. Daher mussten diese Werte aus anderen gemessenen Klimaparametern empirisch berechnet werden. Gleich vorweg ist hier zu erwähnen, dass diese langwellige atmosphärische Gegenstrahlung nur einen Minimalteil zur Schneeschmelze beiträgt und wie die Globalstrahlung in  $W/m^2$  angegeben ist. Bei der Recherche sind unter den verschiedenen Autoren, die sich damit befasst haben, unterschiedliche Angaben, jedoch bewegen sich diese allesamt bei nur wenigen Prozent im Vergleich zur Globalstrahlung. Um die atmosphärische Gegenstrahlung nun berechnen zu können und um für die Modellierung brauchbare Werte zu erhalten, wurden verschiedene Ansätze zur empirischen Herleitung dieser Größe studiert.

Es gibt nach WEISCHET 1983 Gesetzmäßigkeiten, die die Beziehungen zwischen der Wellenlänge maximaler Strahlung ( $\lambda_{max}$ ), der gesamten Ausstrahlungsenergie (S), ausgehend von  $1\text{ cm}^2$  seiner Oberfläche und der absoluten Temperatur eines Körpers (T) beschreiben. Diese sind das Wien'sche Verschiebungsgesetz

$$\text{(Formel 1.)} \quad \lambda_{max} \cdot T = \text{const.}$$

und das Stefan-Boltzmann-Gesetz,

$$(Formel 2.) \quad S = \sigma \cdot T^4$$

welches aufgrund der realen Strahlungsbedingungen auf der Erde durch einen Emmisionskoeffizienten  $\epsilon$ , der einem Absorptionskoeffizienten entspricht, ergänzt werden muss. Die erweiterte Formel lautet folglich

$$(Formel 3.) \quad S = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

Zur Berechnung ist für  $\sigma$  die Stefan-Boltzmann-Konstante  $\sigma = 5,670 \cdot 10^{-8}$  einzusetzen. Diese Beziehungen haben nun zur Folge, dass die steigende Temperatur einer Oberfläche mit der 4. Potenz steigende Energieabgabe mit sich führt. Dadurch ist die Ausstrahlung der Erdoberfläche nicht auf die Nacht- oder gar Winterzeit beschränkt. Vielmehr ist sie sogar geringer als im Sommer und bei Tage, jedoch bringt die Sonneneinstrahlung mehr an Energieeinträgen als die Gegenstrahlung pro min abführen kann und überlagert diese in beträchtlichem Ausmaß.

In Bezug auf Schnee gilt die Schneedecke zusätzlich als extrem schlechter Wärmespeicher im Gegensatz zu einem großflächigen Wasserspeicher (WEISCHET 1983).

Die atmosphärische Gegenstrahlung ist überdies zu einem Großteil für den so genannten Treibhauseffekt verantwortlich (SCHÖNWIESE 2008). Die folgende Abbildung zeigt die Energieflüsse, die in der Atmosphäre und an der Erdoberfläche herrschen in Bezug auf die solare und die terrestrische Strahlung. Es bleibt letztendlich eine positive Strahlungsbilanz (+27%) über, die durch latente (23%) und sensible (4%) Wärmeleitung ausgeglichen wird. Der Fluss latenter Wärme ist für die Verdampfung, der Sublimation und das Schmelzen von Eis bzw. Schnee am bedeutendsten. (SCHÖNWIESE 2008).

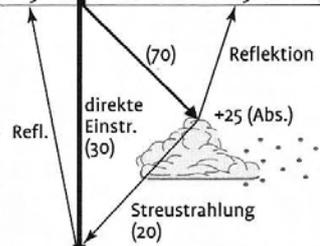
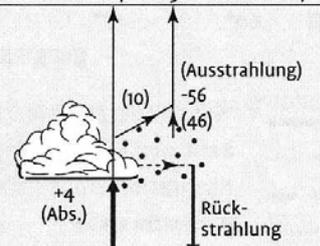
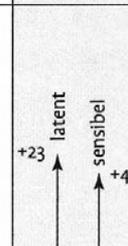
Prozessgrößen	 solare Strahlung	 terrestrische Strahlung	Strahl.-bilanz	Wärme-flüsse
Obergrenze der Atmosphäre	+5      -100      +25      Saldo -70	+14      +56      Saldo +70	0	
Atmosphäre			-27	
Erdoberfläche	-5      +50 (Globalstrahlung)      +45 (Abs. = eff. Einstrahlung)	-114      +96      -18 (eff. Ausstr.)	+27	-23      -4

Abb. 13: Global und vieljährig gemittelte prozentuale Energieflüsse im System Atmosphäre – Erdoberfläche, entsprechend terrestrische Ausstrahlung und resultierende Flüsse latenter sowie sensibler Wärme. Quelle: SCHÖNWIESE 2008, verändert nach Houghton et al. 1996)

Bei der Suche nach empirischen Formeln zur annähernden Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung gibt es abhängig von den vorhandenen Daten verschiedene Wege, diese zu ermitteln.

Im Falle der Forschungsstation am Stoderzinken ist die Verwendung der Herleitungsformel nach FEUSSNER opportun. Mit ihrer Hilfe kann man die Werte ohne Berücksichtigung der Bewölkung berechnen und lautet:

$$(Formel 4.) \quad G_0 = \sigma \cdot T_L^4 \cdot (1 - 10^{-0,424 \cdot \exp 0,20}) \quad [W/m^2]$$

Wobei  $T_L$  der Lufttemperatur am Klimamast in 2 m Höhe entspricht.

Zusätzlich soll nun auch die Bewölkung berücksichtigt werden, welche die Ergebnisse der Gegenstrahlung schlussendlich in den für die Modellierung akzeptablen Bereich von 300 ( $\pm 100$ )  $W/m^2$  einpendeln lässt. Zur Berechnung hilft hier der Effekt der Bewölkung  $G_{0,N}$  nach BOLZ und die Formel dafür lautet

$$(Formel 5.) \quad G_{0,N} = G_0 \cdot (1 + kN^2) \quad [W/m^2]$$

Hierbei steht N für den Bewölkungsgrad in Zehntel und k für die Werte der unterschiedlichen Wolkenarten. Da im Zuge dieses Projekts keine Daten über die Art der Bewölkung vorliegen, sondern nur Daten von der Sonnenscheindauer einer anderen relativ repräsentativen Station in der Nähe zur Verfügung stehen, wird hier der von BOLZ

angegebene Durchschnittswert aller Wolken  $k = 0,22$  in die Berechnung eingetragen. (Die Formeln nach FEUSSNER und nach BOLZ entstammen dem Werk von WARNECKE 1997)

Dies ist auch sinnvoll, denn man muss hierbei auch Berücksichtigen, dass die errechneten Daten in den Nachtstunden mit diesen Formeln keine sehr hohe Genauigkeit aufweisen, da auch keine Sonnenscheindauer, die zumindest dabei hilft, Zeiten mit und ohne Bewölkung voneinander zu unterscheiden, vorhanden ist.

Da die daraus entstehenden geringen Schwankungen und Abweichungen in Hinblick auf die Schneedeckenmodellierung sind zu vernachlässigen, und es können somit die Effekte der langwelligen Einstrahlung zufriedenstellend errechnet werden. Der Verlauf der atmosphärischen Gegenstrahlung ist nun in der folgenden Abbildung dargestellt.

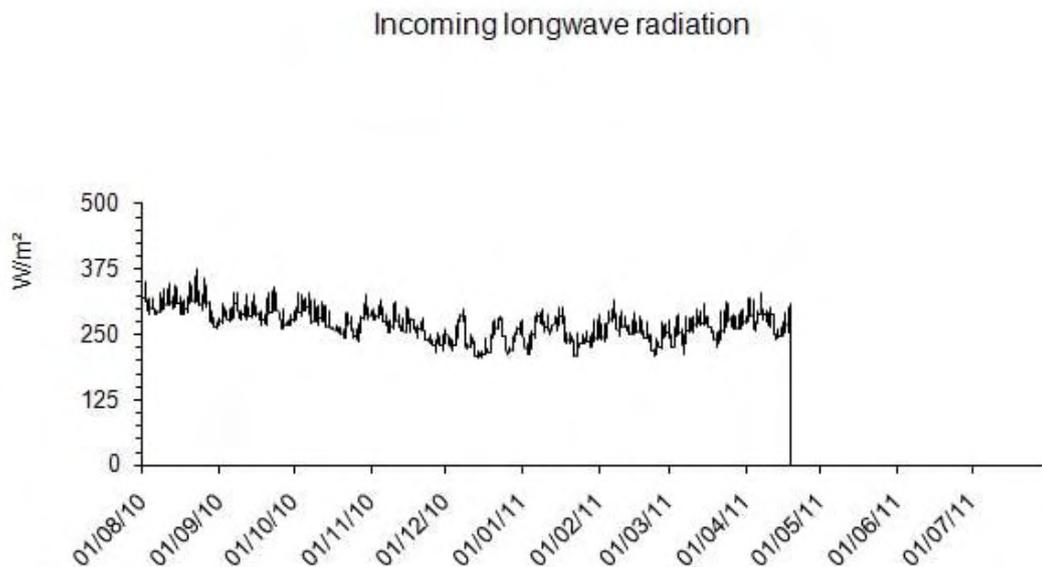


Abb. 14: Entwicklung der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung für den Winter 2010/2011, empirisch berechnet nach Formeln von FEUSSNER und BOLZ. Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

### 3. Aspekte der Schneedeckenentwicklung

Nach der erfolgten Übersicht über die Eingangsdaten des Klimamodells ESCIMO.spread werden nun einige Aspekte, den Aufbau und die Entwicklung einer Schneedecke betreffend, beschrieben. Dazu zählen die Albedo, Parameter wie Schneehöhe und Schneewasseräquivalent sowie die Schmelzvorgänge und Eigenschaften der Wärmeflüsse in Zusammenhang mit Schnee.

#### 3.1. Albedo

Albedo  $\rho$  ist eine Materialeigenschaft und ist durch das Verhältnis in [%] von diffus reflektiertem Strahlungsfluss  $\Phi_d$  in [W] zu einfallendem Strahlungsfluss  $\Phi_o$  in [W] definiert und wird infolge durch Multiplikation mit dem Faktor 100 in Prozent angegeben. Die Formel für diese Reflexionswerte beträgt. (ZMARSLY et al. 1999)

$$\text{(Formel 6.)} \quad \rho = \frac{\Phi_d}{\Phi_o} \cdot 100 \quad [\%]$$

Die Albedo ist für den Strahlungshaushalt eine wichtige Eigenschaft der betreffenden Körper und wirkt sich auch auf die Entwicklung einer Schneedecke aus. Neuschnee reflektiert einen sehr hohen Anteil der einfallenden Strahlung (75% - 95%), jedoch sinkt dieser mit fortschreitendem Alter massiv ab und nach der Umwandlung zu (Gletscher-)Eis hat sich der Wert mehr als halbiert (20% - 45%) - (SCHÖNWIESE 2008).

Zur Übersicht ist nun eine Tabelle mit den unterschiedlichen Oberflächentypen und deren Albedo-Richtwerte angefügt.

Oberfläche	Albedo in Prozent
System Erde/Atmosphäre	30
Erdoberfläche	15
Bewölkung	23
Cumulonimbus	~ 90
Stratocumulus	~ 60
Cirrus	~ 45
Neuschnee	75–95
Altschnee	40–70
Gletscher	20–45
Meereis	30–40
Sandboden	20–40
Gestein (Felsen)	10–40
Steppe	20–30
Grasland, landwirt. Kulturen	15–30
Siedlungen	15–20
Laub- und Mischwald gemäßigter Breiten	10–20
Ackerboden	5–20
tropischer Regenwald	10–20
Nadelwald	5–12
Wasser bei hochstehender Sonne	5–10
Wasser bei tiefstehender Sonne	50–80
dunkler Boden (z.B. Braunerde)	5–10

Abb. 15: Durchschnittliche Albedo für verschiedene terrestrische Oberflächen bei solarer Einstrahlung (0,3 – 4  $\mu\text{m}$  Wellenlänge), Quelle: SCHÖNWIESE 2008, verändert nach BARRY und CHORLEY (1982), HÄCKEL (1999) und KRAUS (2001)

Außerdem kann die Reflexionseigenschaft auch durch Verunreinigung wie Sandpartikel, welche beispielsweise regelmäßig von der Sahara mit dem Wind bis in den Alpenraum transportiert werden und sich anschließend auf der Schneeoberfläche ablagern, vermindert werden.

Durch die unterschiedlichen Bedeckungsmuster der Erdoberfläche im Gebirge, verursacht durch Unterschiede beim Relief, der Topographie und der Vegetation, wird die Schneedecke auch maßgeblich von ihrer Umgebung beeinflusst. Während Latschen und andere Strauchpflanzen im Winter vielfach eingeschneit sind (dies auch als Kälteschutz nutzen) und somit kaum in die Reflexionseigenschaften eingreifen, erfolgt der Rückgang der Schneedecke in Wäldern oder auf Lichtungen innerhalb dieser aufgrund der höheren Adsorptionseigenschaften der unmittelbaren Umgebung deutlich schneller als auf freien verschneiten Flächen. (näheres dazu im Kapitel 3.3.)

### 3.2. Schneehöhe, Schneedichte und Schneewasseräquivalent

Allgemein gibt es drei gängige Parameter zur Beschreibung der Schneedecke. Die Schneehöhe  $SH$  (engl.: snow depth), welche die Mächtigkeit der Schneedecke in cm beschreibt, ist die häufigste Art, derartige Aussagen zu treffen. Sie ist vor allem für die Lawinenforschung in Bezug auf unterschiedliche Schneeschichten in Schneeprofilen wichtig.

Ein weiterer Parameter ist die Schneedichte  $\rho_s$ , welche bei der Messung in der Standardeinheit kg pro  $m^3$  für typisch frisch gefallenen Neuschnee einen durchschnittlichen Wert von 30 – 150  $kg/m^3$  ergibt. Bei der Alterung des Schnees kann seine Dichte auf bis zu 500  $kg/m^3$  und bei Wiedergefrieren zu Eis bis zu 800  $kg/m^3$  ansteigen (pures blasenfreies Eis sogar 917  $kg/m^3$ ). Auch windverfrachtete Schneeansammlungen weisen durchschnittlich Dichtewerte von 300 – 400  $kg/m^3$  auf (ARMSTRONG & BRUN 2008).

Das Schneewasseräquivalent  $SWE$  entspricht dem gesamten in der Schneedecke gebundenen Wasser und wird normalerweise als Höhe in mm angegeben. Durch Schmelzen einer Schneeprobe in einem Rohr mit bekanntem Durchmesser kann in Zusammenhang mit der Schneehöhe das SWE gemessen werden. Es ist aber auch möglich, dieses aus der Lagerungsdichte und der Schneehöhe zu berechnen. (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Sinngemäß gleich, aber anders formuliert es ARMSTRON & BRUN, 2008: "*SWE is the thickness of layer of water resulting from the melting of the initial volume or thickness of snow and is typically expressed in  $kg\ m^{-2}$  or mm.*" und die WMO, 1981: "*The water equivalent of a snowpack, or SWE, is the vertical depth of the water layer which would be obtained by melting the snow cover over a given area.*"

Die Formel für die Berechnung des SWE (mm) lautet:

$$(Formel 7.) \quad SWE (mm) = SH \cdot \rho_s \quad (ARNSTRONG \& BRUN 1996)$$

Für Fragestellungen im Bereich der Hydrologie oder des Wasser-Ressourcen-Management ist die Angabe essentiell. Auch in der Klimatologie wird das SWE sind in

Bezug auf Bilanzierungen von Stoffkreisläufen als primärer Schnee-Parameter verwendet.

### **3.3. Schneeschmelze und Wärmehaushalt**

Will man Schnee zum Schmelzen bringen, werden aus energetischer Sicht 335 J/g benötigt. Damit ist der Prozess des Schmelzens wirksamer als jener der Verdunstung und trägt natürlich im Gegensatz dazu viel mehr zur Verringerung der Mächtigkeit einer Schneedecke bei und der Schmelzvorgang wird zudem hauptsächlich durch die Strahlung verursacht (~ 80%) (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Bei normalen Bedingungen fließt der Großteil des Schmelzwassers oberflächlich ab, nur geringe Mengen verdunsten oder versickern innerhalb der Schneedecke. (WILHELM 1975)

Die Schneedecke wird beim Schmelzen einerseits logischerweise dünner, andererseits bilden sich aber Drainagen und Röhren, in denen das Schmelzwasser gebündelt und schlussendlich schneller abfließt als beim Einsetzen der Schneeschmelze. Mit wärmeren Temperaturen und der einhergehenden steigenden Globalstrahlung in Frühjahr wird folglich der Prozess der Schneeschmelze immer schneller (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996). Vielfach wird auch von „faulen“ oder „kollabierten“ Schnee gesprochen, wenn durch die Schneeschmelze die Struktureigenschaften der gesamten Schneedecke (hierfür muss die Mächtigkeit bereits gering sein) durch das Abfließen des Wassers verändert werden. Damit geht auch ein Verlust der Stabilität des Schneepakets einher, wodurch der Prozess der Schneeschmelze auch Risiken in der Lawinenforschung darstellt.

Während extremer Schmelzperioden im Herbst und im Frühjahr können die Schmelzraten durchaus 50mm/d betragen. Die Schmelzperioden müssen durch nächtliche Ausstrahlungsverluste bedingte oberflächennahe Wärmeinhalte zunächst reduzieren. Erst dann sind die Voraussetzungen wieder gegeben, dass die Schneeschmelze fortgesetzt wird. Dies ist auch bei Föhnwetterlagen der Fall, mit dem Unterschied, dass die nächtlichen Energieverluste durch fühlbare Wärme und Ausstrahlung kompensiert werden können (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Die Messung der Schneeschmelze kann über Daten von Schneekissen und Radioisotopen-Schneemessgeräte errechnet werden, jedoch ist die Aussagekraft dieser

Informationen mit Vorsicht zu genießen. Die Gründe dafür liegen an der oft täglichen Veränderung der Parameter wie Schneedichte und vor allem dem Schneewasseräquivalent (PECK 1972). Außerdem können auch über wasserführende Eisschichten oder –Linsen, welche den Abflussvorgang beträchtlich stören bzw. beeinflussen können, (siehe auch Tracer-Versuch) keine Aussagen gemacht werden.

Wie bereits unter Punkt 3.1. erwähnt, spielt Vegetation im Umfeld oder inmitten einer Schneedecke eine bedeutende Rolle im Bezug auf die Schneeschmelze.

Die folgende Abbildung zeigt eine schematische Darstellung der Energieströme auf einen Wald und der sich darin angesammelter Schneedecke. Die Einheit hierbei in der Abbildung ist 1 Langley [ $ly$ ] und ist mit  $1 [cal/m^2]$  gleichzusetzen. Dies entspricht in der heute üblichen Einheit ca.  $42000 [J/m^2]$ .

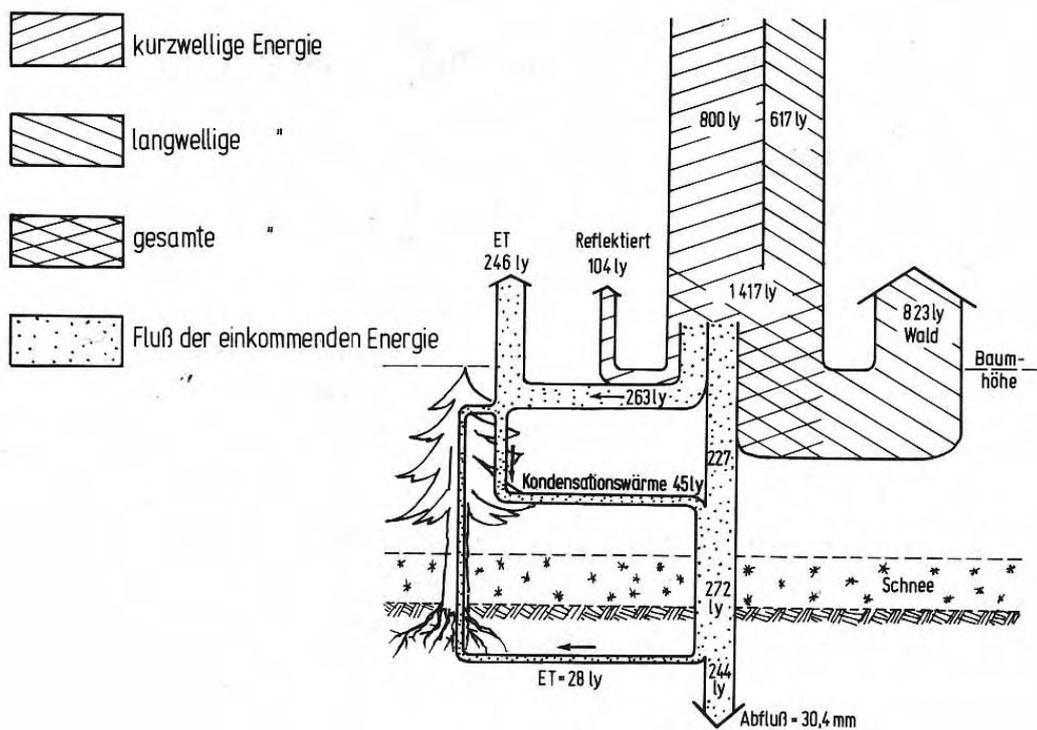


Abb. 16: Energiehaushalt während eines Schneeschmelztages, Quelle: HERRMANN 1977, nach EAGLE 1970

Auch am Stoderzinken befinden sich in unmittelbarer Nähe Bäume und Latschen, da die Forschungsanlage etwas unter der Baumgrenze liegt. Die Fragestellungen, die Vegetation betreffend werden allerdings in dieser Arbeit nicht näher betrachtet.

Der Wärmehaushalt einer Schneedecke ist durch folgende Formel definiert:

$$(Formel 8.) \quad Q_N + Q_H + Q_E + Q_P + Q_G = Q_M + Q_C \quad [W/m^2]$$

Hierbei steht  $Q_N$  für die Strahlungsbilanz,  $Q_H$  die fühlbare,  $Q_E$  die latente turbulente Wärmestromdichte,  $Q_P$  für die Wärmezufuhr durch den Niederschlag,  $Q_G$  die Wärmezufuhr aus dem Boden,  $Q_M$  die zum Schmelzen - und  $Q_C$  für die durch Temperaturänderungen in der Schneedecke umgesetzte Energie (BAUMGARTNER LIEBSCHER 1996).

Ebenfalls aus BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996 stammen zur Übersicht die folgenden zwei Abbildungen über Tagesgänge der Strahlungsarten über einen bzw. über drei Tage.

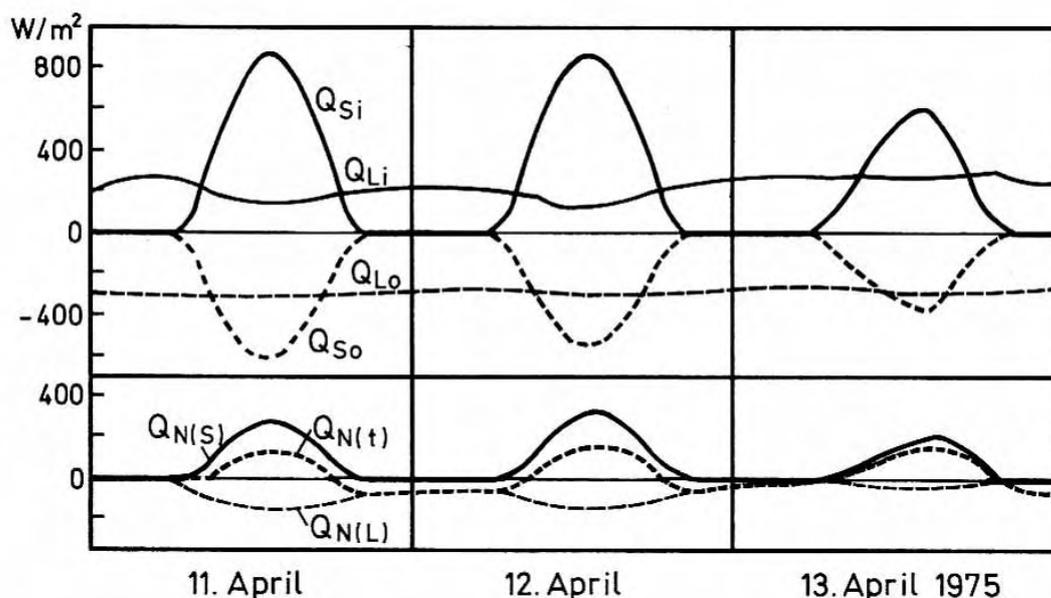


Abb. 17: Tagesgänge der einfallenden ( $Q_{Si}$ ) und der reflektierten kurzwelligen ( $Q_{So}$ ) bzw. einfallenden ( $Q_{Li}$ ) und ausgesandten Strahlungsströme ( $Q_{Lo}$ ) sowie der kurzwelligen ( $Q_{N(S)}$ ), langwelligen ( $Q_{N(L)}$ ) und Gesamtbilanz ( $Q_{N(t)}$ ) an einer schmelzenden Schneedecke (Bad Lake Research Watershed, südwestlich von Saskatchewan), Quelle: BAUMGARTNER & LIEBSCHER, 1996, nach MALE & GRANGER 1978.

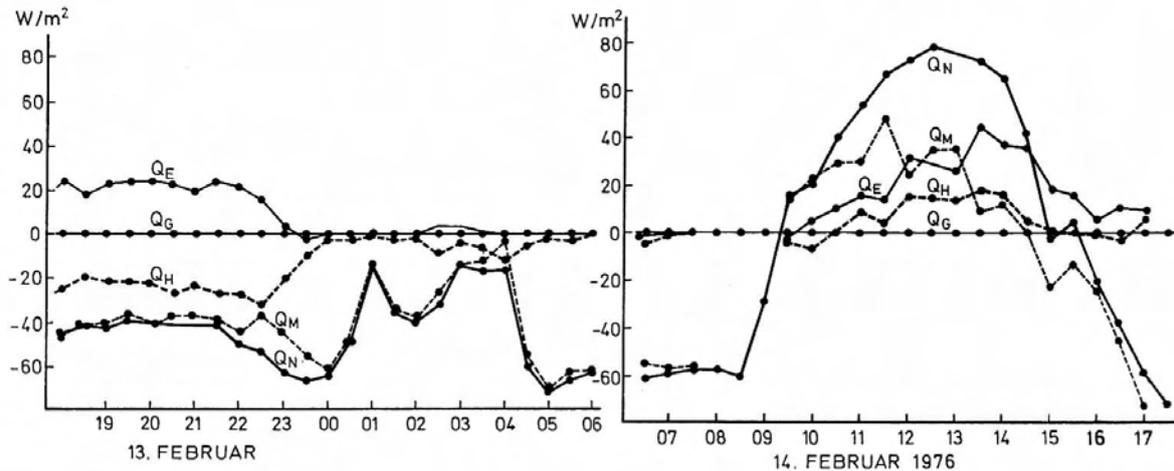


Abb. 18: Tagesganglinien der Nettostrahlung ( $Q_N$ ), der fühlbaren ( $Q_H$ ) und latenten Wärmeströme ( $Q_E$ ), des Bodenwärmestroms ( $Q_G$ ) und der Schmelzwärme ( $Q_M$ ) einer Schneedecke an der Elora Research Station bei Guelph, Ontario, Quelle: BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996, nach MC KAY 1978

## 4. Modellierung und Ergebnisse

Dieses Kapitel widmet sich nun der Modellierung der Schneedecke am Stoderzinken über den Winter 2010/2011, genauer im Zeitraum zwischen dem 1.8.2010 und dem 19.4.2011 (Ende der Beobachtungen und Messungen vor Ort). Es folgt nun eine Beschreibung des zur Modellierung verwendeten Modells.

### 4.1. ESCIMO.spread

Das Spreadsheet-basierte Punkt-Energiebilanz Modell ESCIMO.spread nutzt stündliche Messungen von Temperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, relative Feuchte, globale und langwellige Strahlung und simuliert die Energie-, Massenbilanz und Schmelzraten. Es wurde von U. STRASSER und T. MARKE, tätig am Institut für Geographie und Raumforschung der Karl-Franzens-Universität Graz, entwickelt und kann Stunden- und Tageswerte graphisch visualisieren. Das Modell ist leicht einstellbar und rechnet mit

sehr hohem Tempo und beinhaltet ein 1-D (one-layer process model), das heißt alle Verfahren und Massenbilanzgleichungen für die Schneeoberfläche stecken in einem Sheet. Neben der Modellierung verfügt ESCIMO.spread auch über die Möglichkeit, Klimawandelparameter zu ändern bzw. einzustellen um Trends zu beschreiben. (STRASSER & MARKE 2010)

Die Modelltheorie beruht vorrangig auf der Energiebilanz einer Schneedecke ähnlich der bereits erwähnten Formel aus dem letzten Kapitel. Hier lautet die Formel,

$$(Formel 9.) \quad Q + H + E + M + A + B = 0 \quad (\text{STRASSER \& MARKE 2010})$$

und bedeuten:

Q	...	Bilanz kurz- und langwelliger Strahlung
H	...	fühlbarer Wärmestrom
E	...	latenter Wärmestrom
M	...	potenzielle Energie für die Schmelze
A	...	advective Energie des festen und flüssigen Niederschlags
B	...	Bodenwärmestrom für den aktuellen Zeitschritt

Desweiteren stützt sich das Modell auf den folgenden Ansatz bezüglich der Albedo  $a$  mit deren Minimalwert  $a_{\min}$ , dem Additiv  $a_{\text{add}}$  (repräsentiert maximale Albedo), einem Rezession-Faktor  $k$  und  $n$  die Anzahl der vergangenen Tage seit dem letzten Schneefall.

$$(Formel 10.) \quad a = a_{\min} + a_{\text{add}} \cdot e^{-kn} \quad (\text{STRASSER \& MARKE 2010})$$

Weiter beinhaltet ESCIMO.spread noch die Einberechnung des Schnee-Emissionsgrades und die Simulation der Veränderungen durch Sublimation und Resublimation. (Weitere Informationen bei STRASSER & MARKE 2010)

Parameter/constant	Symbol	Value	Unit
Soil heat flux	$B$	2.0	$\text{W m}^{-2}$
Minimum albedo	$a_{\min}$	0.45	
Maximum albedo	$(a_{\min} + a_{\text{add}})$	0.90	
Recession factor ( $T \geq 273.16 \text{ K}$ )	$k$	0.12	
Recession factor ( $T < 273.16 \text{ K}$ )	$k$	0.05	
Hourly threshold snowfall for albedo reset		$0.5 \times 10^{-3}$	m
Threshold temperature for phase detection	$T_w$	275.16	K
Emissivity of snow	$\varepsilon$	1.0	
Specific heat of snow (at $0^\circ\text{C}$ )	$c_{\text{ss}}$	$2.10 \times 10^3$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
Specific heat of water (at $5^\circ\text{C}$ )	$c_{\text{sw}}$	$4.18 \times 10^3$	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
Melting heat of ice	$c_i$	$3.375 \times 10^5$	$\text{J kg}^{-1}$
Sublimation/resublimation heat of snow (at $-5^\circ\text{C}$ )	$l_s$	$2.8355 \times 10^6$	$\text{J kg}^{-1}$
Stefan-Boltzmann constant	$\sigma$	$5.67 \times 10^{-8}$	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$

Abb. 19: Parameter und Konstanten, die von ESCIMO.spread verwendet werden, Quelle: STRASSER & MARKE 2010

Abb. 20: Die Benutzeroberfläche des Spreadsheet-Modells, Quelle: STRASSER & MARKE 2010

Die beiden Abbildungen 19 und 20 zeigen eine Übersicht über die Parameter und Konstanten, die in ESCIMO.spread zur Berechnung der Modellergebnisse mit einbezogen werden bzw. die Benutzeroberfläche des in einer Tabellenkalkulation eingebetteten Modells.

Nun folgt ein Überblick der graphischen Ergebnisse der Modellierung des Standortes Kühroint (Bayern). Die erste Abbildung zeigt Berechnungen des Schneewasseräquivalents, der Schneeschmelze, einen Vergleich zwischen Schneealter und Albedo sowie Energiebilanz der Oberfläche am Standort. Bei der Darstellung des SWE ist gut zu erkennen, dass ESCIMO.spread mit dem vorhandenen Datensatz der Station Kühroint sehr gut zurechtkommt, da die beobachteten und modellierten Werte einen sehr ähnlichen Verlauf zeigen.

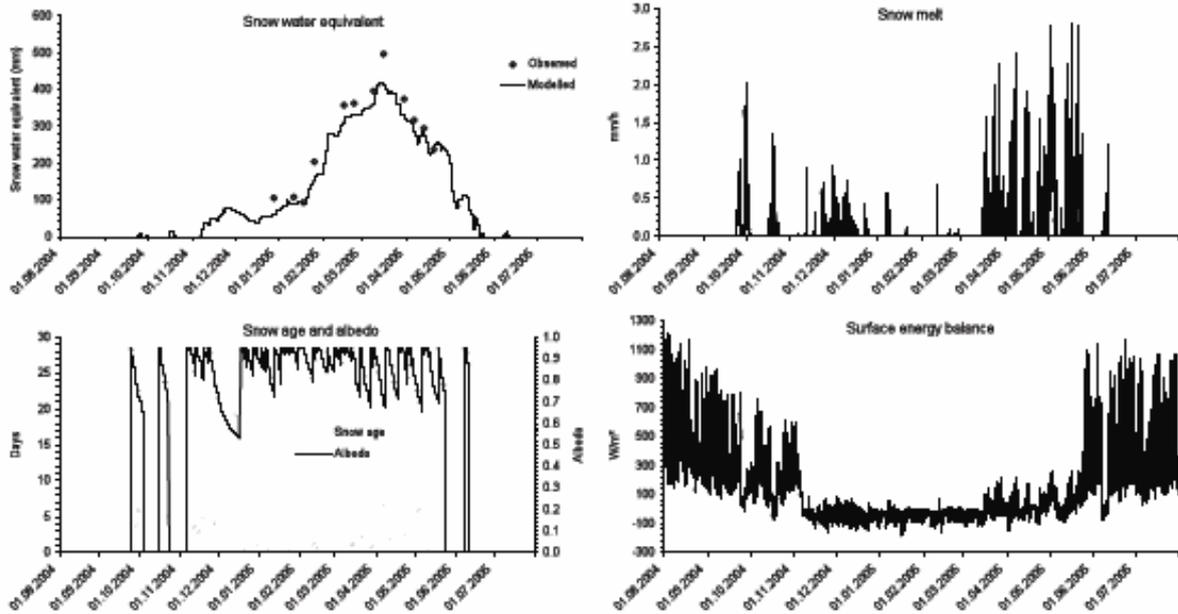


Abb. 21: Ergebnisse für den Standort Kühroint (Bayern), Quelle: STRASSER & MARKE 2010

Abschließend auch ein Beispiel eines Vergleichs der Klimaveränderungen bei Änderung der Parameter für den Klimawandel. Unterschiedliche Szenarien und Auswirkungen auf die Schneedecke können so auf eine einfache Weise verglichen und deren Verlauf dargestellt werden.

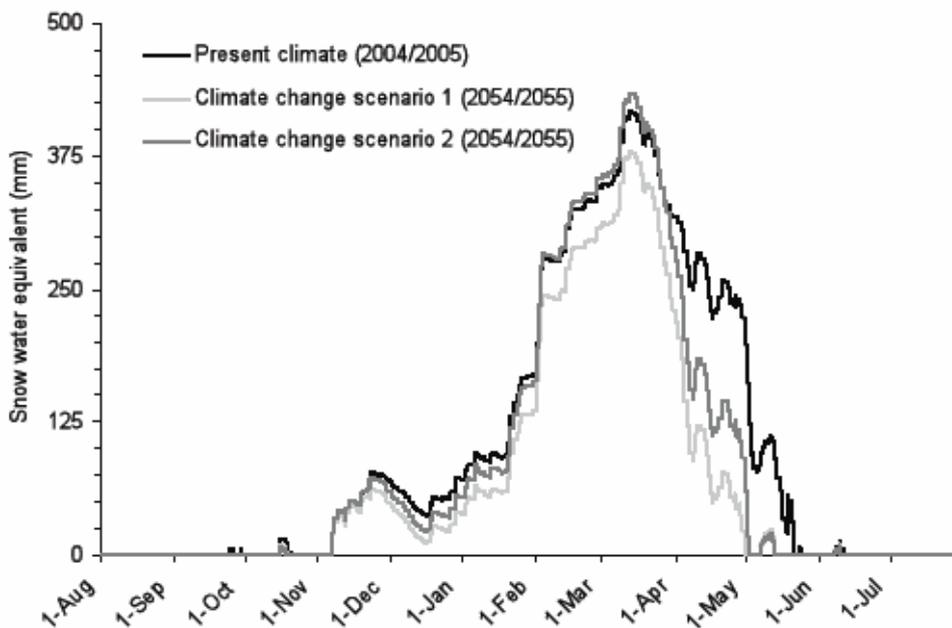


Abb. 22: Gegenwärtige und mögliche zukünftige Bedingungen und Verlauf des SWE am Standort Kühroint (Bayern), Quelle: STRASSER & MARKE

## 4.2. Ergebnisse der Modellierung des Winters 2010/2011

### 4.2.1. Schnee-Wasser-Äquivalent (SWE)

Das folgende Diagramm zeigt den Jahresgang des SWE (modelliert) und vergleicht es mit beobachteten Werten. Die Messung an Ort und Stelle mit einem Rohr (Messungen im Labor wurden vom LFZ Raumberg Gumpenstein durchgeführt) zum Ausstechen bzw. Herausheben des Schnees an drei Einstichstellen und folgender Mittelung ergab im Gegensatz zum modellierten SWE sehr hohe Werte. Einerseits ist das durch die Inhomogenität des Almbodens (Unebenheiten bis zu einigen Dezimetern, Grasbüschel, ...) erklärbar, andererseits nicht in diesem Ausmaß. Dies lässt darauf schließen, dass hier möglicherweise viel Schnee durch Schneeverfrachtung in die leicht trichterförmige Mulde, in der sich die Klima-/Lysimeterstation befindet, verfrachtet wurde. Eine andere Fehlerquelle ist allerdings die Niederschlagsmessung, deren Genauigkeit rapide mit der Höhe abnimmt.

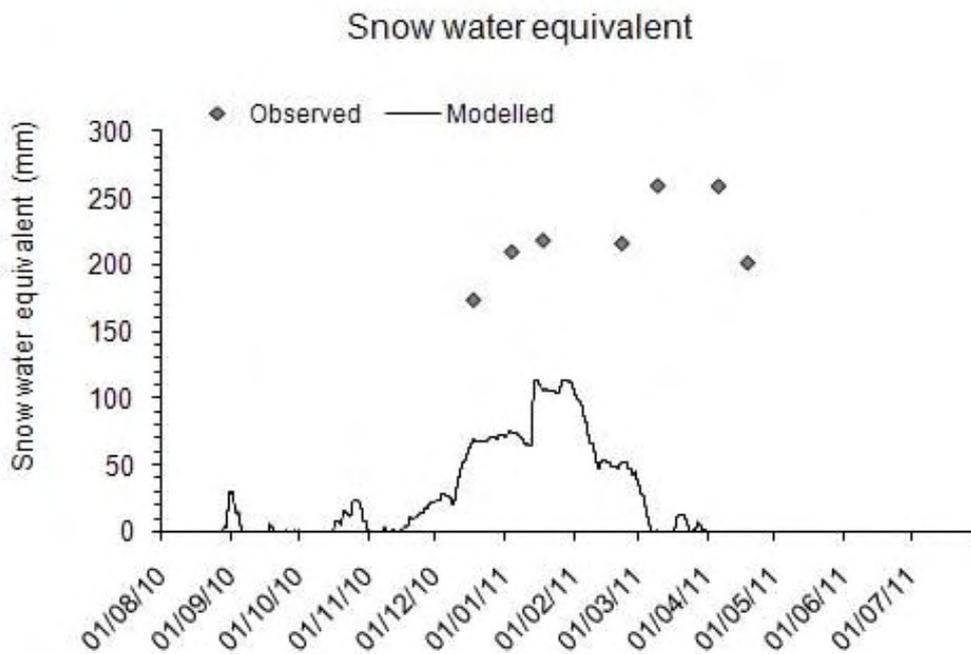


Abb. 23: Modellierter Verlauf des SWE und beobachtete Stichproben vom Stoderzinken, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

Zusätzlich fällt in Abbildung 23 die starke Verzögerung der beobachteten Werte in Bezug auf den modellierten Verlauf des SWE auf. Dies hat mit aller Wahrscheinlichkeit mit dem abrupten Ende der Eingabedaten ab den 19. April 2011 zu tun, da danach nur Null-Werte zur Berechnung im Modell zur Verfügung stehen.

#### **4.2.2. Schneeschmelze (modelliert)**

Die modellierten Ergebnisse der Schneeschmelze und die damit abtransportierten Wassermengen zeigen nichts Auffälliges. Zwischen Neuschneeereignissen Anfang Dezember gab es eine kurze Schmelzphase, auf die eine typische kalte Jahreszeit ohne Abschmelzen der Schneedecke mit wenigen Ausnahmen folgte. Aus dem Diagramm ist auch klar ersichtlich, dass die kalten und warmen Phasen (dies gilt vor allem für die Temperaturen in der Nacht und ist wichtig für den fortschreitenden Schmelzprozess) ab Anfang Februar einander abwechseln und hier im Spätwinter ein ausgeglichenes Bild ergeben. Das resultiert aus der Tatsache, dass der Energieaustausch und die Unterschiede (z.B. Temperatur) zu dieser Jahreszeit enorm groß sind. Auch nicht ungewöhnlich sind die großen Schmelzvorgänge Anfang September. Der Schnee bleibt zwar im Gebirge für eine kurze Zeit liegen bevor dieser durch warme Temperaturen bzw. „wärmeren“ Regen wieder verschwindet. Wobei hier auch angemerkt werden muss, dass dieser hydrologische Effekt von Regenfällen in schmelzende Schneedecken meistens überschätzt wird. BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996 führt an, dass bei einer Regenwassertemperatur von +5 °C der Schneedecke bei 10 mm Regenhöhe nur 21 J/cm<sup>2</sup> zugeführt werden, jedoch nur 0,6 mm Wasseräquivalent Schnee dabei schmelzen. Außerdem wird unter Berücksichtigung der Kondensationswärme im Idealfall 1 mm Wasseräquivalent Schnee, der 10 % der Regenhöhe entspricht, zusätzlich geschmolzen. Daher lassen sich erhebliche Wasserabgaben während Regenereignissen nicht zufriedenstellend erklären (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

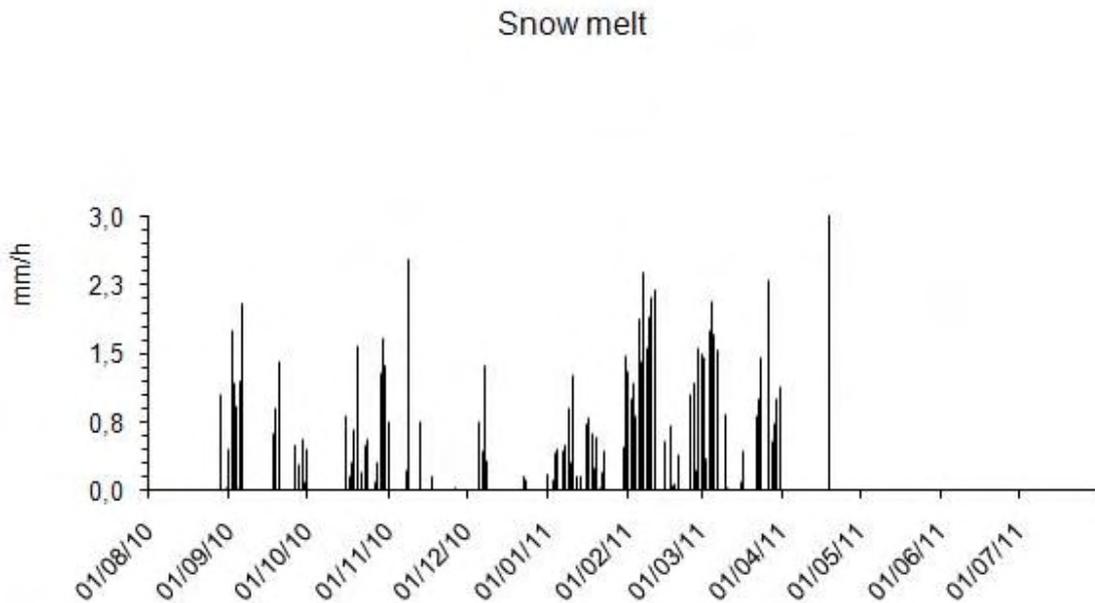


Abb. 24: Überblick über die Schneeschmelzereignisse am Stoderzinken, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

### 4.2.3. Schneealter und Albedo

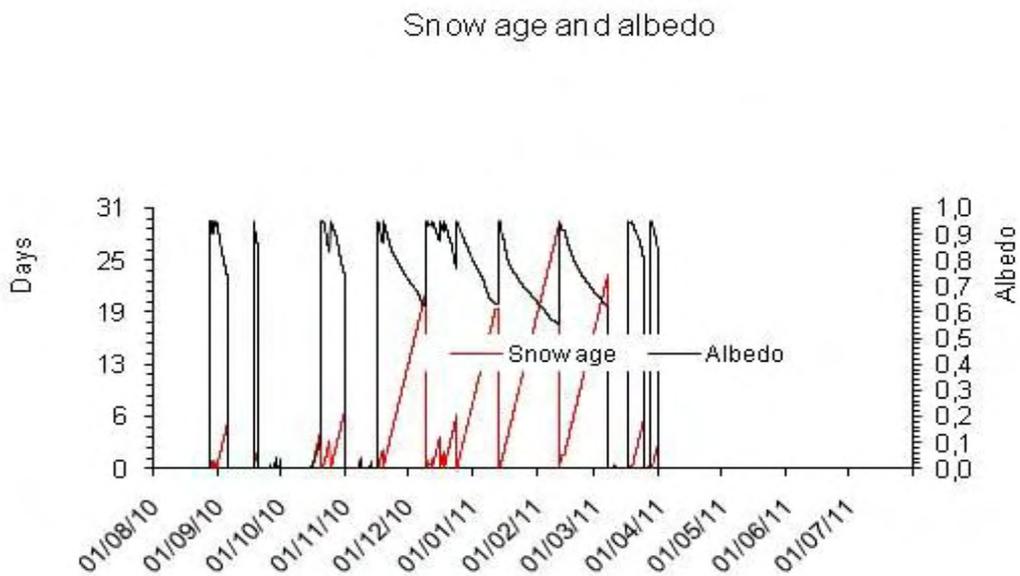


Abb. 25: Albedo und Schneealter für den Zeitraum des Winters 2010/2011 am Stoderzinken im Vergleich, Quelle: eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

Diese Abbildung zeigt den Zusammenhang zwischen der Materialeigenschaft Albedo und dem Alter der Schneedecke(-Oberfläche). Im engeren Sinne ist eigentlich die Anzahl der Tage seit dem letzten Schneefall damit gemeint. Man kann gut erkennen, wie die Albedo nach Neuschneeereignissen kontinuierlich während der Metamorphose der Schneekristalle abnimmt. Damit nimmt auch die Reflexion an der Schneedecke ab bzw. die Adsorption der Strahlung an den Schneekristallen zu. Dies hat wiederum Auswirkungen auf Wärmeumsatz in der Schneedecke und auf deren Umgebung. Sehr auffällig sind die doch langen Zeiten ohne Schneefall, vor allem die ca. einen Monat andauernde schneelose Periode mit Beginn Mitte Jänner. In diesem Zusammenhang ist der letzte Winter am Stationsstandort durchaus als Ausreißer zu sehen.

#### 4.2.4. Oberflächen-Energiebilanz

Die Oberflächen-Energiebilanz verdeutlicht die Zeiten mit angenommener modellierter Schneedecke. Fehlende oder nur teilweise bedeckende Schneedecke lassen die Werte in die Höhe schnellen. Auch hier ist die Abnahme der Albedo bei älter werdenden Schneeschichten durch leicht steigenden Daten ersichtlich. Gleichzeitig ist auch ein Jahresgang der dem Verlauf der Globalstrahlung über den Winter ähnlich ist. Dies wird in der folgenden Abbildung verdeutlicht.

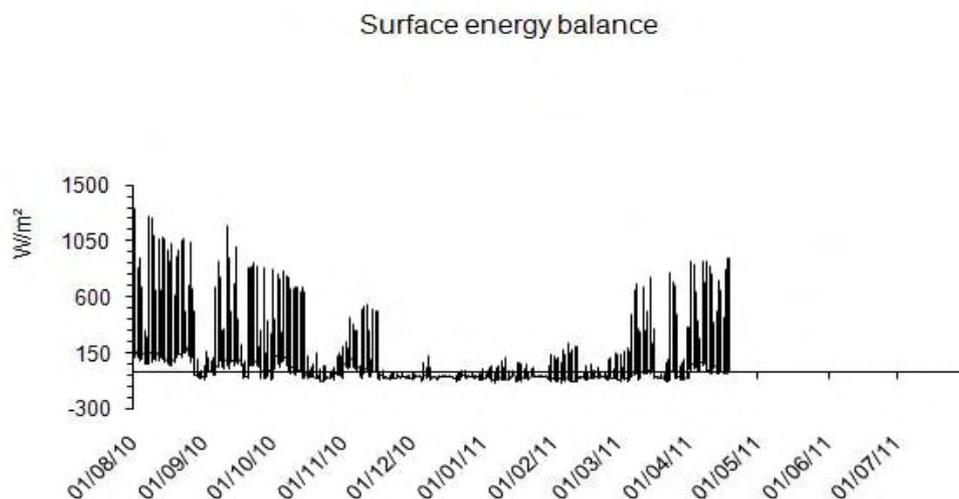


Abb. 26: Modellierter Oberflächen - Energiebilanz am Stoderzinken, Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

### 4.2.5. Turbulente Flüsse

Schließlich noch der Vergleich zwischen modelliertem sensiblen und latenten Wärmefluss. Das folgende Diagramm zeigt die positiven bzw. negativen Einflüsse der kalten und wärmeren Perioden auf diese Energieflüsse. Die latenten Wärmeflüsse dominieren in wärmeren Perioden bzw. bei schneearmen Bedingungen sowie alternden Schneeoberflächen und nehmen auch negative Veränderungen ein. Sensible Wärmeflüsse können hier nur positive Werte erreichen und sind vor allem von 1. Dez. bis 1. März tonangebend (dann, wenn latente Wärmeflüsse negativ sind).

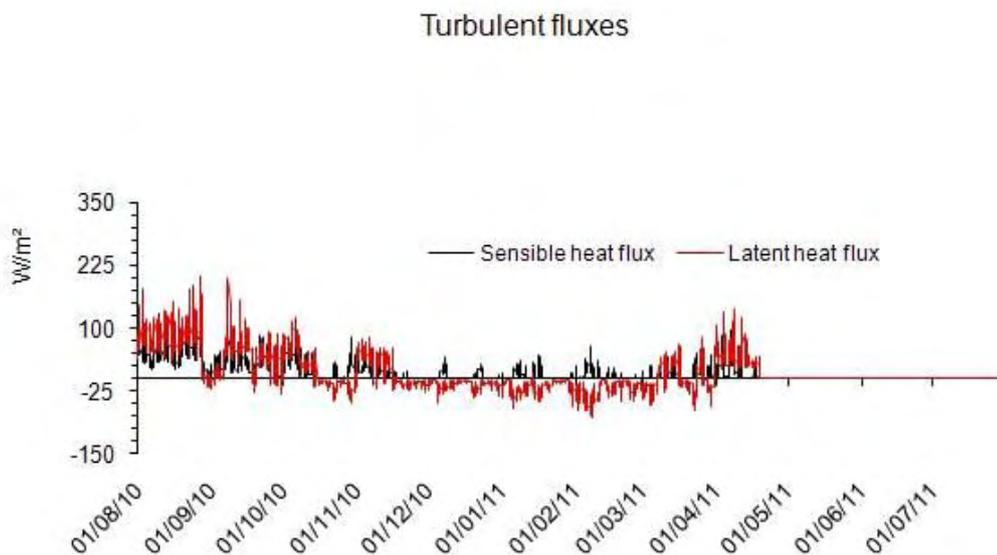


Abb. 27: Latenter und sensibler Wärmefluss, Quelle: Eigene Darstellung mit ESCIMO.spread

### 4.3. Vergleiche und Diskussion

Es werden nun in diesem Kapitel einige für die Problemstellung am Stoderzinken relevanten Vergleiche diskutiert.

### 4.3.1. Schneehöhe am Schneekissen und Schnee-Wasser-Äquivalent (SWE) modelliert

Abgesehen von den recht großen Unterschieden beim Vergleich der Ergebnisse zwischen den beobachteten SWE-Werten und den modellierten Ausgabewerten von ESCIMO.spread ist auch der Vergleich der Modellberechnung mit der gemessenen Schneehöhe auf dem Schneekissen (Messung per Ultraschall) von Bedeutung.

Während der Aufbau des SWE mit der zunehmenden Schneehöhe gut einhergeht, ändert sich dies erst mit Anfang Februar, wie im folgenden Diagramm ersichtlich ist. Ab da an kommt es zu einer Verschiebung der Abnahme beider Datenreihen bzw. das SWE wird durch die Modellierung unterschätzt. Dies hängt wie bereits erwähnt mit den fehlenden Daten als auch mit Windverfrachtungen zusammen. Der Nachweis dafür sind die Null-Werte des SWE in der ersten Märzhälfte bei gleichzeitiger Existenz von doch relativ hohen Schneehöhen um die 50 bis 75 cm. Dies ist aber im eigentlichen Sinne ein Widerspruch, da es keinen Schnee ohne Wasseranteil geben kann.

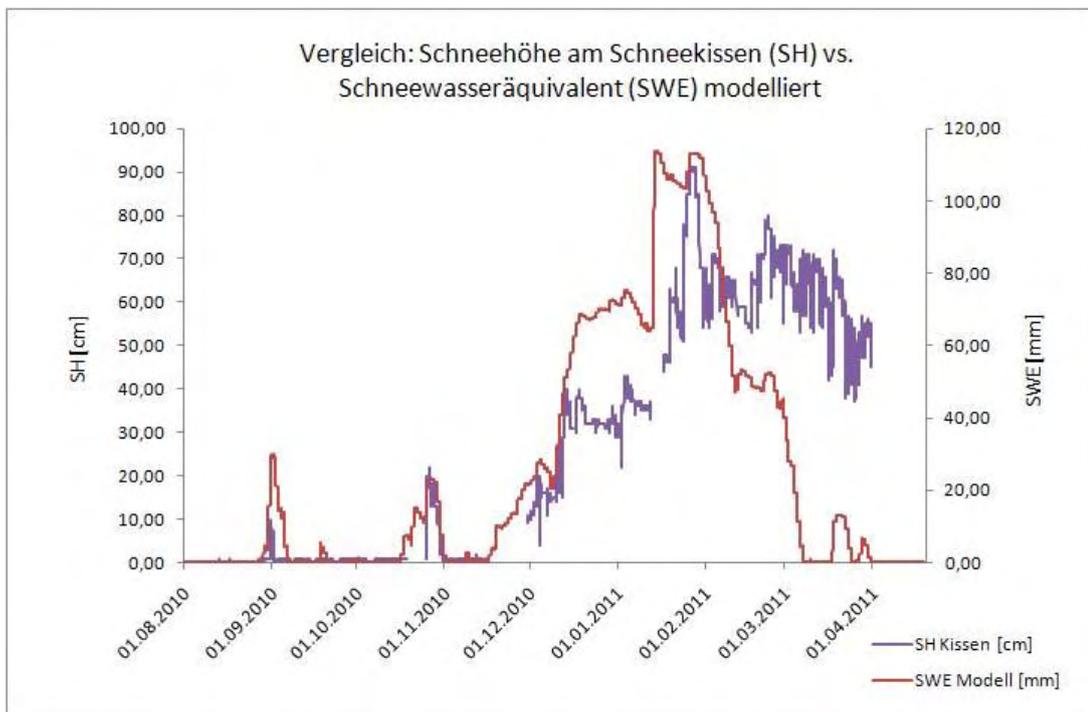


Abb. 28: Die Schneehöhe am Schneekissen im Vergleich zum Schneewasseräquivalent am Standort Stoderzinken, Quelle: Eigene Darstellung

Generell zeigt aber dieses Diagramm auch, dass die Modellergebnisse von ESCIMO eigentlich recht gut mit der Entwicklung der Schneedecke (zumindest bis Anfang Mitte Februar) zusammenpassen.

Am 19.4 während des Tracer-Versuchs (siehe unten) apert obendrein die Oberfläche des Schneekissens aufgrund der warmen Temperaturen um die 11 °C durch die Schneedecke durch und der Ultraschallsensor misst wieder 0 cm. Das heißt auch, dass die Schneedecke in den letzten 2 Wochen wie erwartet sehr schnell dünner wird, der Abfall auch so rapide wie in der Darstellung oben fallen wird. Denkt man sich eine lineare Verbindungslinie vom Ende der Schneekissenmessungen (31.April) bis zum 19.April dazu, so ist das Gefälle auch ähnlich steil wie jenes des modellierten Schneewasseräquivalents. Es scheint sehr wahrscheinlich zu sein, dass der Graph des SWE ab einem gewissen Zeitpunkt aufgrund des plötzlichen Werteabfalls mit Ende der Aufzeichnungen quasi in der Horizontalen zusammengedrückt wurde und eigentlich auseinandergezogen gehört.

Die Verzögerung oder Zeitunterschied beträgt nach Abbildung 27. ungefähr einen Monat. Dabei ist anzumerken, dass dieser eine Monat auch entscheidend sein kann, da in der Zeit von 19.4. bis 19.5. eine geschlossene Schneedecke in der Höhenlage und Region nichts Außergewöhnliches ist.

#### **4.3.2. Schneehöhe und Windgeschwindigkeit**

Die nächste interessante Fragestellung im Zusammenhang mit der Lysimeterstation am Stoderzinken behandelt das Thema Windgeschwindigkeit im Vergleich zur Schneehöhe am Schneekissen. Man kann in der folgenden Abbildung 28 erkennen, dass während die Schneehöhe die höchsten Werte erreichte, gleichzeitig eher geringe Windgeschwindigkeiten herrschten. In die Akkumulationsphasen ist jedoch der Wind stets involviert. Dies zeigen ganz deutlich die Peaks um den 2. - 3. Jänner, vorrangig jene Anfang Dezember und jene im März.

Die Tatsache, dass die Schneehöhenzunahme um den 10. Dezember bei eher mäßigen Niederschlagssummen aber bei einigen Tagen andauernden hohen Windgeschwindigkeiten von sich ging, kann durchaus als Hinweis dafür gewertet werden, dass Schneemassen im größeren Ausmaß in den muldenartigen Platz der Station durch den Wind verfrachtet werden.

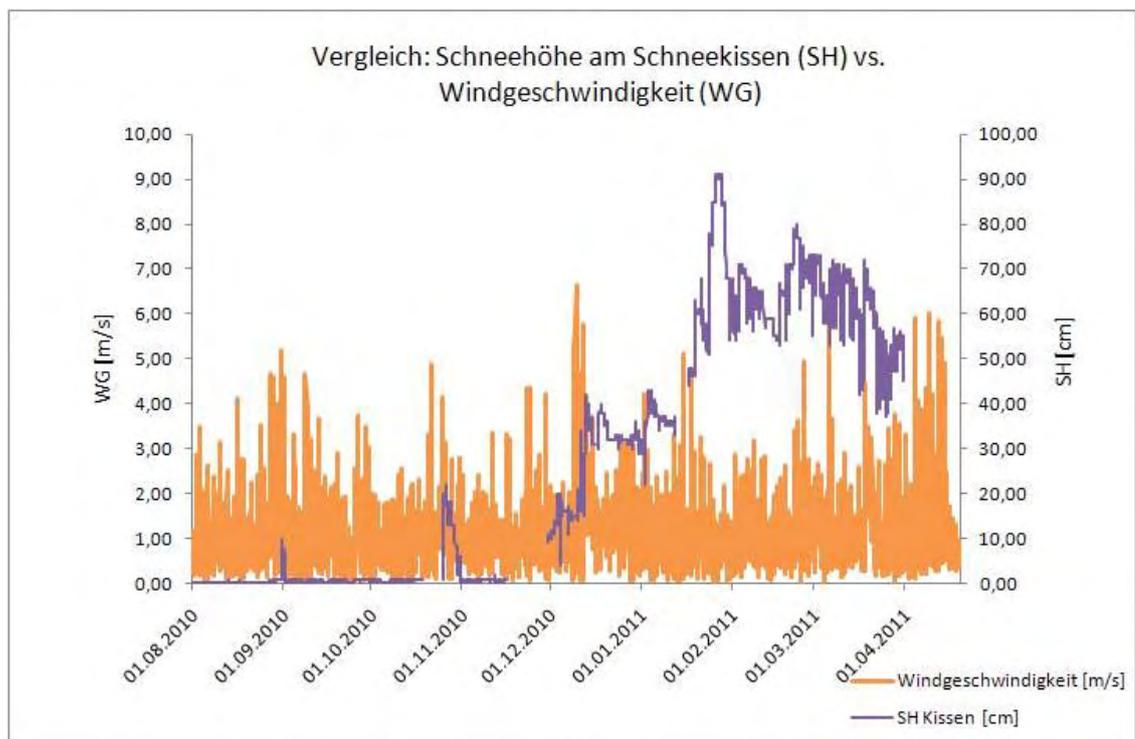


Abb. 29: Schneehöhe am Schneekissen und Windgeschwindigkeit am Stoderzinken, Quelle: Eigene Darstellung

Weiter ist anzumerken, dass die Schneeverfrachtungen nur bei bestimmten Zuständen der Schneedecke, genauer der Schneekristalle ermöglicht werden, denn Neuschneekristalle lassen sich im Gegensatz zu Schmelzformen oder anderen Altschneekristallen leichter verfrachten. Letztere sind durch die bessere Verzahnung bzw. Verdichtung nicht mehr so anfällig, vom Wind aus dem Verbund an Kristallen herausgerissen zu werden. Das bedeutet, dass je älter die Schneedecke ist, desto geringer ist die Windanfälligkeit.

Auch die Feuchtigkeit spielt hier eine wichtige Rolle. Ein eher trockener Schnee lässt sich auch leichter verfrachten als feuchte oder nasse Schneekristalle.

Die Verdichtung und deren Rate hängen von verschiedenen Prozessen in Bezug auf Schneepakete und deren Kristalle ab. ARMSTRONG & BRUN 2008 zählt hierbei Verfrachtung von Schnee durch Windeinfluss (*snow drift*), die Metamorphose (metamorphism) von Schnee und den Änderung durch Deformation (*deformation strain*, gleich wie in der Strukturgeologie, Anmerkung).

Die folgende Abbildung zeigt ein durch Tomographie erstelltes hochauflösendes 3-D Bild einer Schneeprobe mit einem 1 cm<sup>3</sup> großen Volumen.

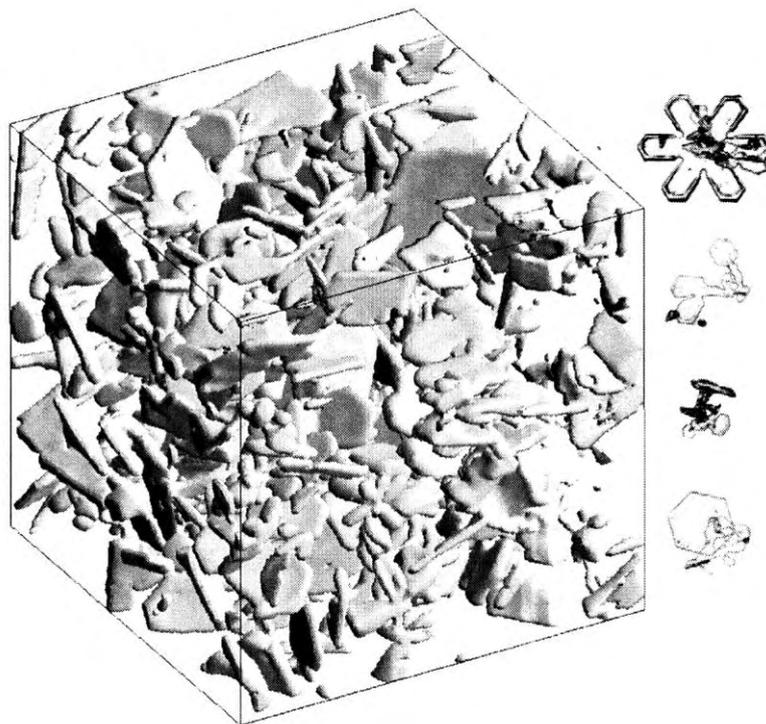


Abb. 30: Abbildung einer Schneeprobe mittels Tomographie, Quelle: ARMSTRONG & BRUN 2008

### 4.3.3. Schneehöhe am Schneekissen und Niederschlag

Der Vergleich zwischen der Schneehöhe und dem im OTT-(Gebirgs-)Pluvio gemessenen Niederschlag bestätigt einerseits die Annahme über die Windverfrachtungen wie beispielsweise das Zustandekommen der maximalen Schneehöhe Anfang Februar, wo nur geringe Niederschlagseinträge laut Messungen vorliegen.

Trotzdem erscheinen die Niederschlagsmessungen zu gering, da die hohen tatsächliche gemessenen SWE- und Schneehöhen-Werte nicht allein mit Windverfrachtung erklärt werden können. Vielmehr ist es eine Kombination aus Windverfrachtung und Fehlmessungen beim Niederschlag. Man darf hier nicht außer Acht lassen, dass die Chance auf genaue Niederschlagsmessungen im Gebirge speziell bei hohen Windgeschwindigkeiten, welche ebenfalls deutlich mit der Seehöhe ansteigen, sehr gering wird.

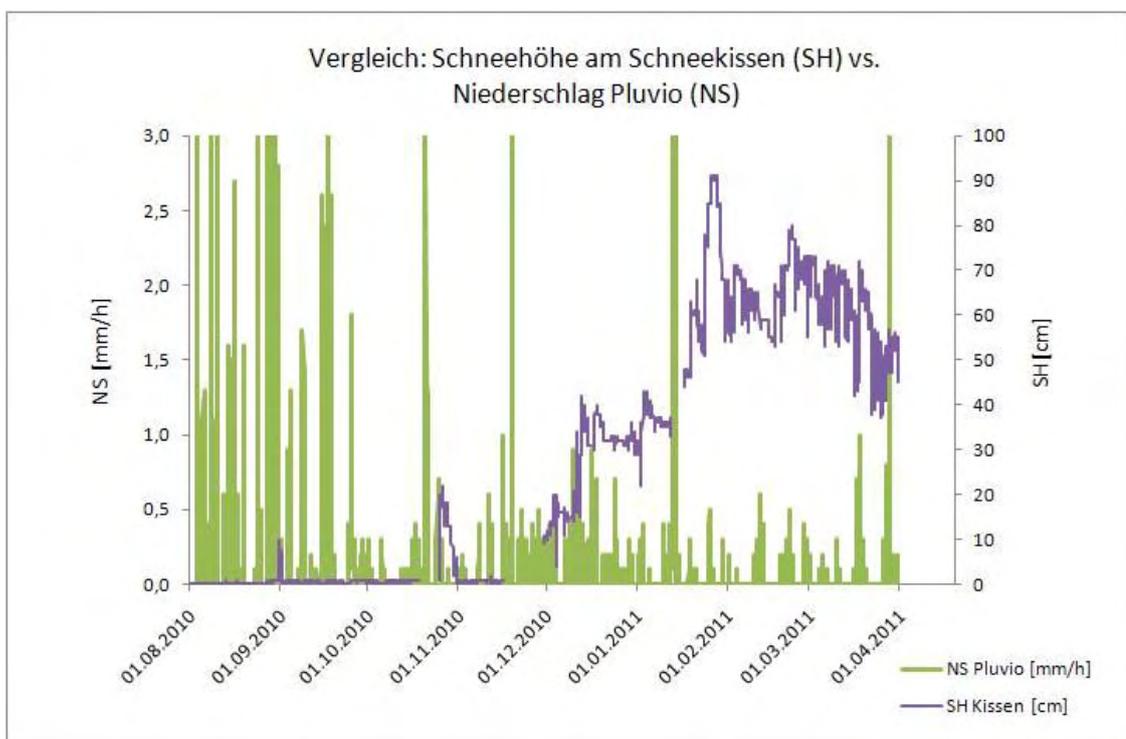


Abb. 31: Schneehöhe und Niederschlag am Stoderzinken im Vergleich, Quelle: Eigene Darstellung

Im Diagramm sind auch die Zeiten mit großen Niederschlagsmengen durch die Peaks gut zu sehen. Für eine Schneezunahme sind dann naturgemäß kalte (unter 0°C) Temperaturen vorausgesetzt. Die Achse für den Niederschlag (NS) wurde bewusst so gewählt, damit auch die geringen Zuwachsraten deutlich zu erkennen sind.

#### 4.3.4. Kartendarstellungen langjährig gemittelter Daten

In diesem Unterpunkt sind nun Kartenausschnitte für die Region, in der sich der Stoderzinken befindet ebenfalls zum Vergleich bzw. Validierung abgebildet. Alle Kartenausschnitte entstammen dem Klimaatlas Steiermark mit Abbildungen der Periode 1971 - 2000, Ausgabe 10.

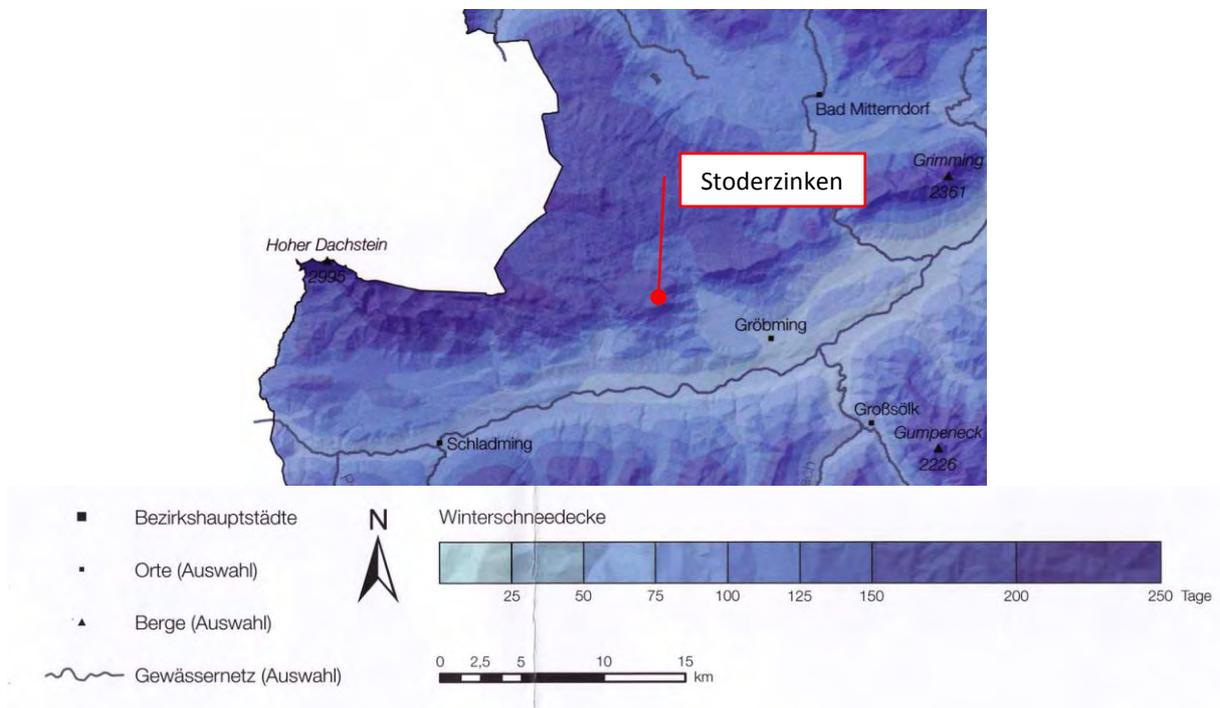


Abb. 32: Durchschnittliche Zahl der Tage mit Winterschneedecke, Quelle: Klimaatlas Steiermark 2010

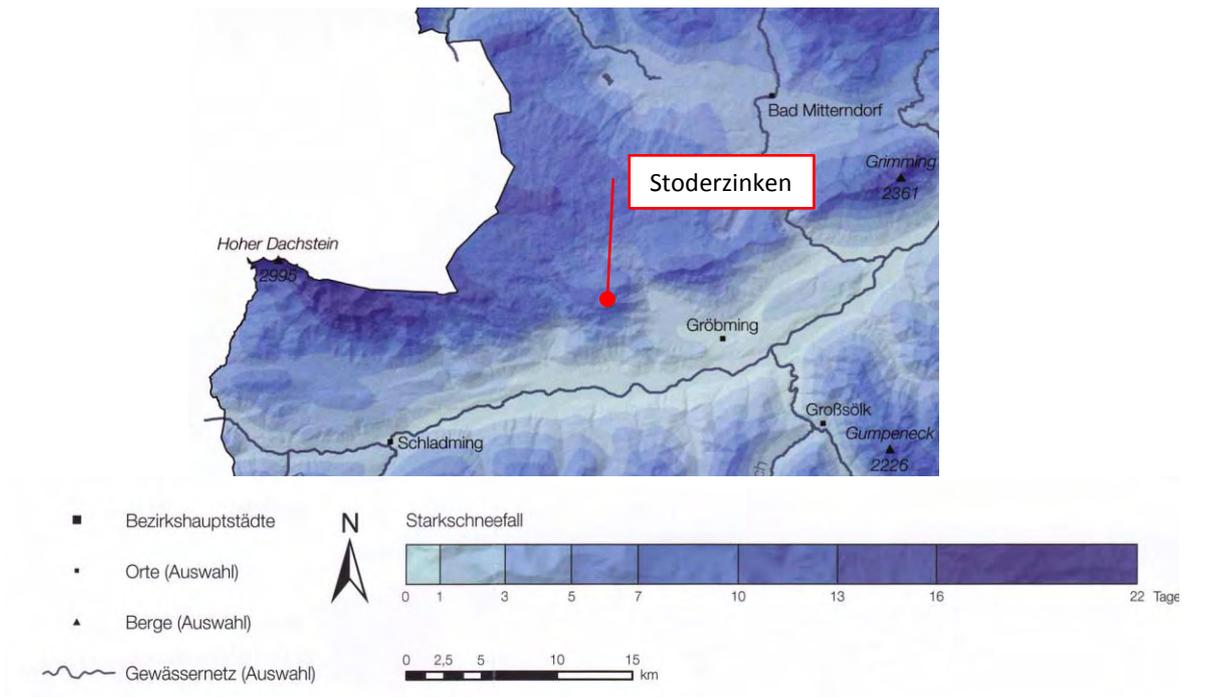


Abb. 33: Durchschnittliche Zahl der Tage mit Starkschneefällen mit wenigstens 20 cm Neuschneehöhe, Quelle: Klimaatlas Steiermark 2010

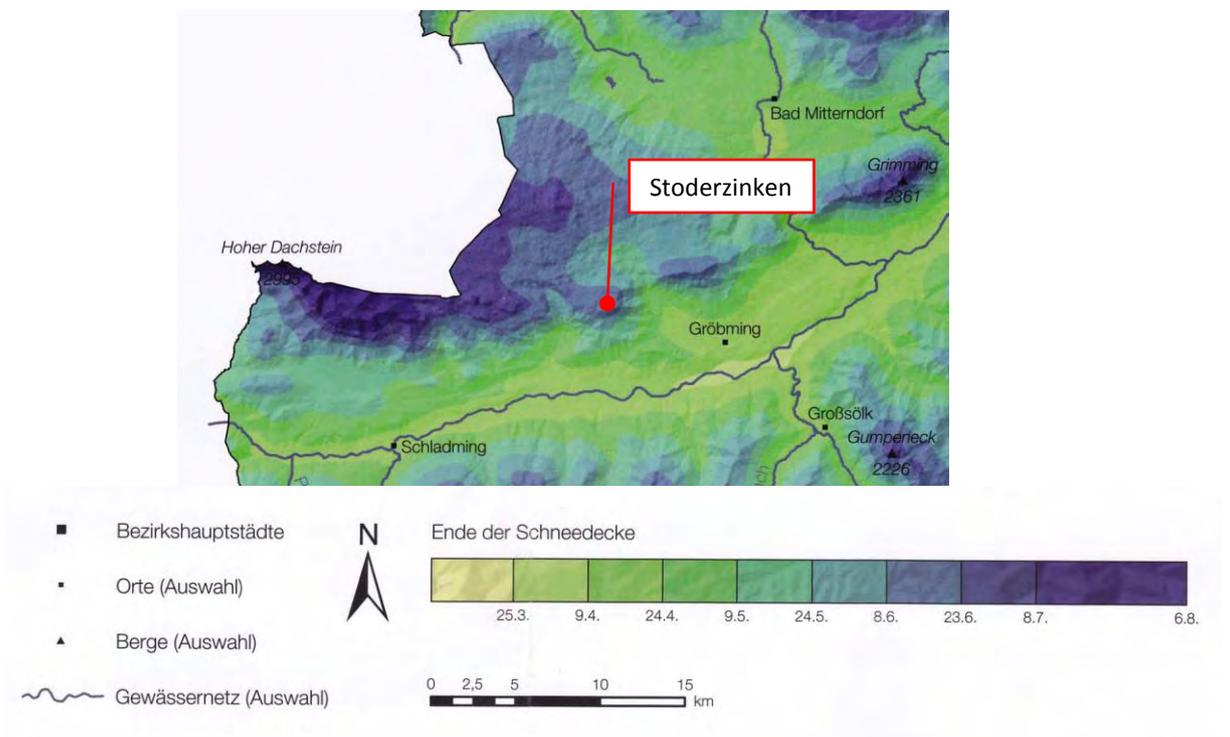


Abb. 34: Durchschnittliches Ende der Schneedecke, Quelle: Klimaatlas Steiermark 2010

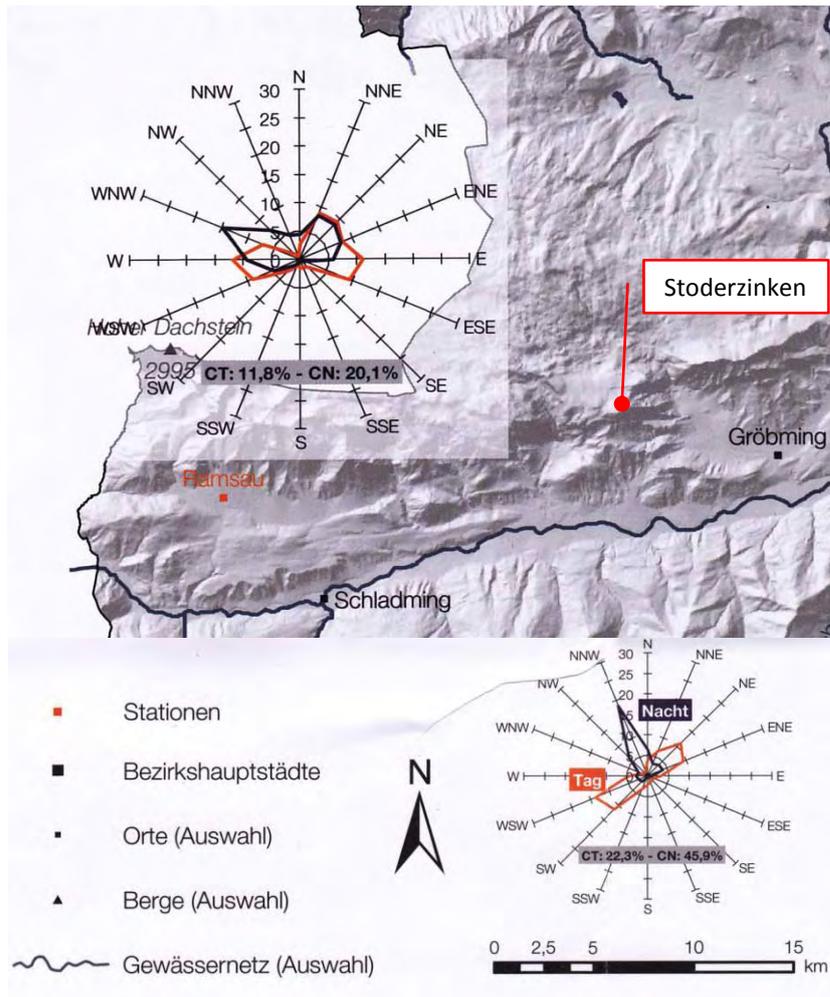


Abb. 35: Durchschnittliche Windrichtungsverteilung im Jahr, Quelle: Klimaatlas Steiermark 2010

## 5. Tracer-Versuch an einem Schneeblock

Ziel, des Tracer-Versuchs war es, einen Einblick in das Fließverhalten innerhalb einer schmelzenden (also bei typisch warmen Frühjahrstemperaturen) Schneedecke zu erhalten.

Der Gedankengang war jener, dass der Lysimeter ein normalerweise von seiner Umgebung abgeschlossenes System darstellt und theoretisch nur durch die Schneedecke der Mehreintrag in der Wasserbilanz der Station entstehen kann. Da die Stationsumgebung einer kleinen Mulde mit kleinen Hügeln seitlich gleicht, könnte das Wasser dann im Winter bei Vorhandensein einer Schneedecke in den Lysimeter rinnen. Die Frage ist, ob das Wasser durch die Schneedecke durchsickert und dann weiter in den Erdboden, also nicht in den Lysimeter gelangt. Oder ob gewisse Schneeschichten innerhalb der Schneedecke das Schmelzwasser wie auf einer Aquiclude zum Lysimeter transportiert wird und dieses anschließend von oben in das System gelangt. Die folgende Abbildung stellt dies schematisch und vereinfacht dar.

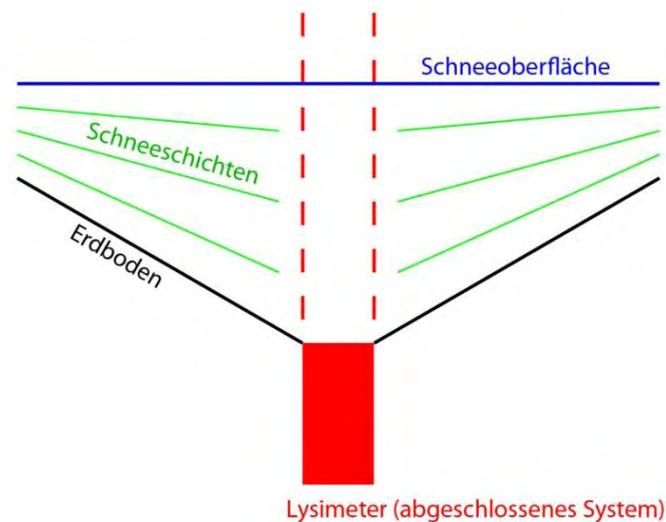


Abb. 36: Schematische Darstellung von Beispielen möglicher Lagerungen von Schneeschichten, auf denen Schmelzwasser zum abgeschlossenen System des Lysimeters fließen könnte. Quelle: Eigene Darstellung

Da bereits ein anderer Tracer-Versuch für die gleiche Fragestellung im Gange war, wurde eine andere Stelle, nur wenige Meter weit von der Station mit denselben Bedingungen (selbe Mulde, ähnliche geringe Hangneigung) gewählt, jedoch konnte so verhindert werden, dass der in diesem Versuch verwendete Tracer, den anderen Versuch beeinträchtigt.

Die Recherche über ähnliche Versuche brachten Informationen über Methodik und Konzentrationen, eine Thematik, über die es bisher nur wenige dokumentierte Aufzeichnungen gibt. Auf diesem Wissen basiert zum Teil auch dieser Versuch, auch wenn nicht die gleichen Problemstellungen und Gegebenheiten vorhanden sind. (Verweis: Nähere Einzelheiten sind bei SCHNEEBELI 1995 bzw. WALDNER et al. 2004 nachzulesen)

Am Stoderzinken direkt neben der Forschungsanlage wurde nun ein Block von exakt 50x50 cm Grundfläche und einer Schnehöhe von ~70cm so ausgeschnitten, dass drei Seiten komplett einsichtig waren. Folgende Abbildung zeigt den Block bevor der Tracer aufgebracht wurde.

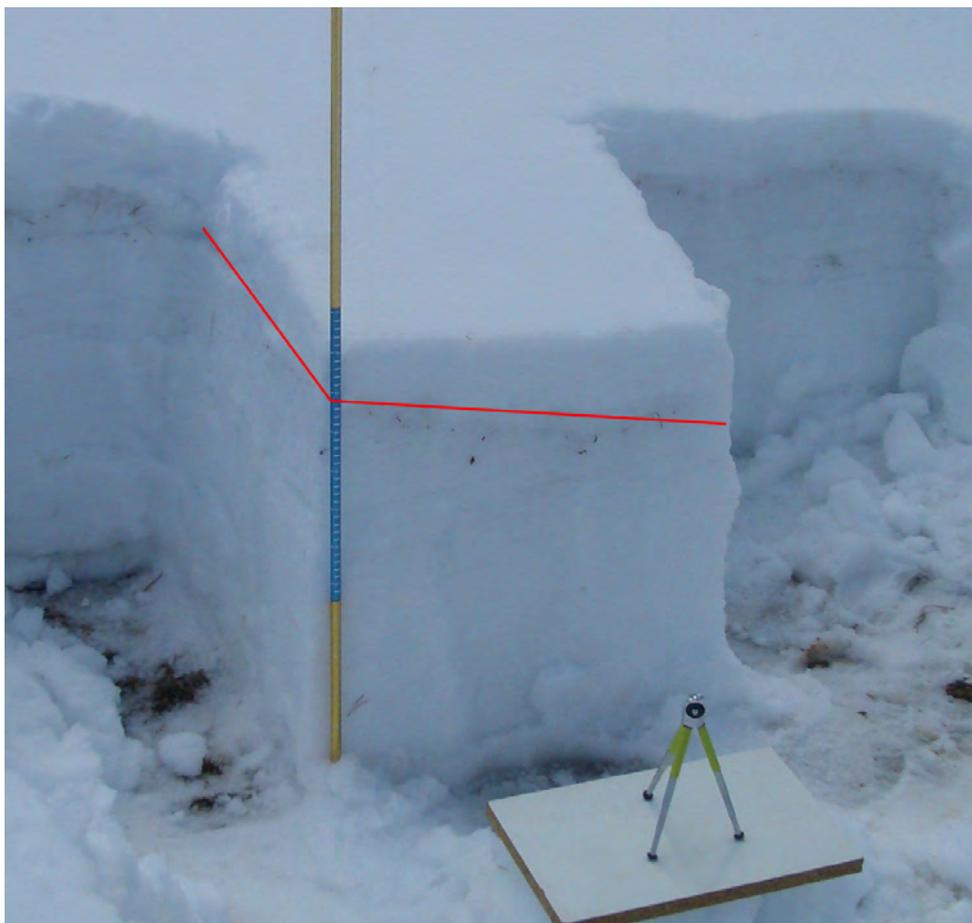


Abb. 37: Ausgeschnittener Schneeblock mit markierter Schichtgrenze, Quelle: Eigenes Foto

Man beachte die rote markierte Linie auf der Abbildung. Es handelt sich um den ungefähren Verlauf einer Schichtgrenze, die wie sich herausstellen sollte, entscheidend für die Ergebnisse des Tracer-Versuchs ist. Diese Schichtgrenze (Anmerkung: vor dem Versuch wurde an selbiger Stelle ein Schneeprofil gegraben, siehe letztes Profil in Kapitel 6) trennt eine oben aufliegende Neuschnee-Bedeckung, welche nicht länger als 5 Tage existierte und ungefähr 15 cm mächtig ist. Diese liegt auf einem eingeschneiten Harschdeckel einer Altschneeschiicht auf.

Nun wurde 1 Liter Wasser, das im Schnee zuvor auf eine Temperatur nahe am Gefrierpunkt herab gekühlt worden war, mit dem Tracer „Brilliant Blue“ vermischt und auf die Schneeoberfläche des Versuchsblocks vorsichtig aufgetragen. Nach dem Start des Versuchs um 14:20h ging es schneller als zuvor angenommen. Es gab andere Versuche, allerdings bei viel kälteren Temperaturen und anderen Bedingungen, welche meist erste deutliche Veränderungen nach 10-20 Minuten registrierten. (SCHNEEBELI 1995). Hier bei den warmen Frühjahrestemperaturen um die 11 °C ging das Infiltrieren in die Neuschneeeauflage viel schneller und bereits ab der 5 min nach Start trat ein Großteil der eingefärbten Wassermengen über die Harschdeckelschicht nach außen und floss anschließend über die Seitenwände des Schneeblocks hinunter. Wie in den folgenden Abbildungen ersichtlich, fungiert dieser Harschdeckel tatsächlich wie eine Aquiclude. Die Neuschneedecke obenauf wird innerlich übrigens nur wenig eingefärbt, da sich das Wasser darin wie in Kanälen bzw. Drainagen fortbewegt, wie in der nächsten Abbildung zu sehen ist.

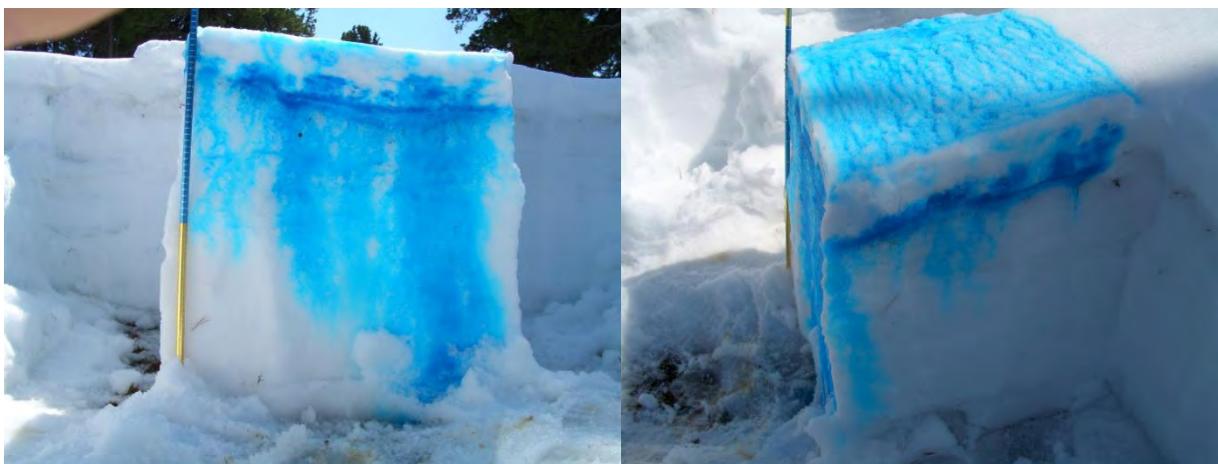


Abb. 38: Front und Seitenansicht des Schneeblocks 10 min. nach Start des Tracer-Versuches, Quelle: Eigenes Foto

Das lässt vermuten, dass das Schmelzwasser aber auch einsetzender Regen unter selbigen Bedingungen ebenfalls auf so einer Harschschicht innerhalb der Schneedecke direkt zum Lysimeter geschwemmt wird. In einer typischen Frühjahrsschneedecke, findet man meistens sogar mehrere solcher Schichten und somit drängt sich dieser Punkt zusätzlich zu den bereits besprochenen Themen Windverfrachtung und Niederschlagsmessung in Anbetracht auf die Wasserbilanz der Station auf.

Die Beobachtungen dauerten anschließend noch rund zwei Stunden an, wobei nach 30 Minuten keine nennenswerten Veränderungen mehr auftraten. Um sicherzugehen, dass das Schmelzwasser auf der Harschschicht tatsächlich über den Rand hinausläuft und über die Seitenwand hinunter rinnt oder nicht (es wäre auch möglich, dass diese Wände von innen her gefärbt werden) wurden auf jeder Seite noch weitere 5 cm abgetragen. Danach sah das Schneepaket wie folgt aus.

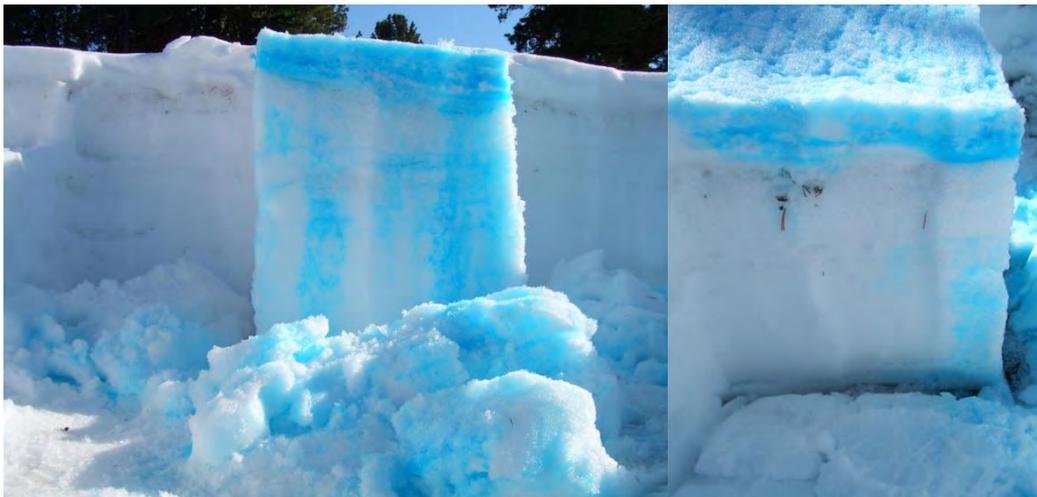


Abb. 39: Schneeblock nach Abtragung der Außenschichten, Quelle: Eigenes Foto

Nach dem Abtragen wurde ersichtlich, dass kaum Schmelzwasser direkt durch den eingeschneiten Harschdeckel durchgesickert ist. Die Schneeflächen sind als noch zum größten Teil weiß, und sind folglich nicht mit dem Tracer in Kontakt gekommen. Vor allem die Seitenaufnahme ließ diesen Schluss zu und bestätigt nun die These zu den Überlegungen des Fließverhaltens von Schmelzwasser innerhalb einer Frühjahrsschneedecke. Es ist anzunehmen, dass dieser in diesem Versuch beobachtete Prozess auch einige Meter weiter über dem wägbaren Lysimeter stattfinden. Wie groß diese Mengen sind, lässt sich damit leider nicht feststellen.

(Anmerkung: Dies wird versucht mit Hilfe eines anderen Tracer-Versuches, der allerdings zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit noch nicht abgeschlossen war) Man kann davon ausgehen, dass dieser qualitative Eintrag in das System des Lysimeters existiert und sich ebenfalls (wenn vielleicht nicht in so großem Ausmaß) auf die Wasserbilanz auswirkt.

## 6. Ergänzende Schneeprofile

Abschließend sind einige Schneeprofile in regelmäßigen Abständen über den Untersuchungszeitraum angefügt. (erstellt mit SnowPro Plus+)

Zeichenerklärung:

R= Härte der Schneeschicht

F:	Faust
4F:	4 Finger
1F:	1 Finger
P:	Bleistift
K:	Messer

T= Temperatur innerhalb der Schneeschichten in °C

H= Höhe

Θ= Feuchte

[ ]	trocken
[I]	schwach feucht
[II]	feucht
[III]	nass

F= Kornform

- + Neuschnee
- Altschnee, rundkörnig
- Altschnee, kantige Körner
- △ Schwimmschnee, Becherkristalle
- Schmelzformen, runde Körper
- Harsch- / Eisschichten

E= Korngröße in mm



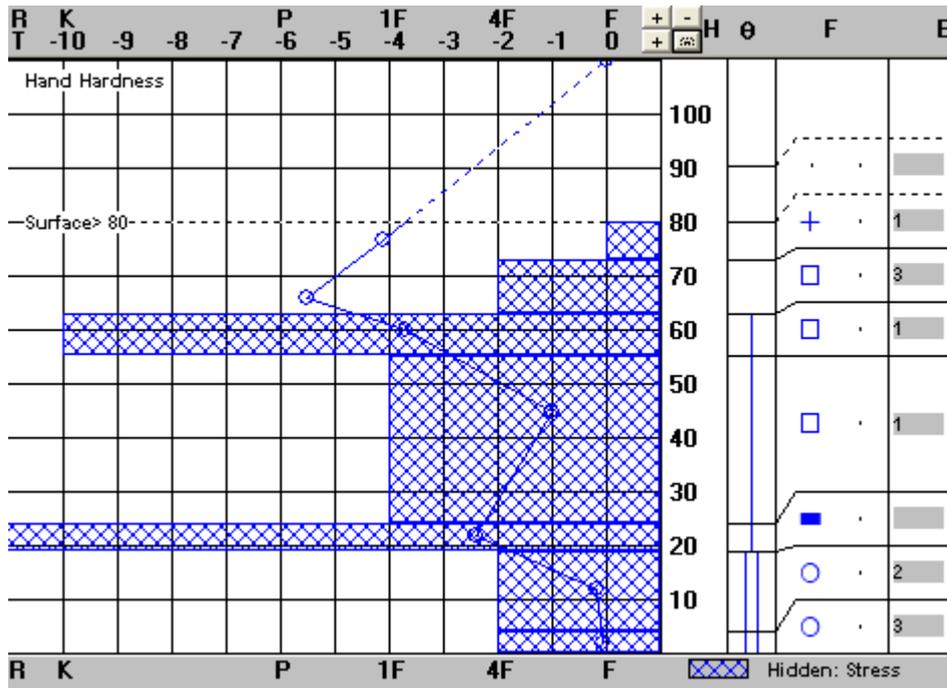


Abb. 42: Schneeprofil vom 18. 1.2011, Stoderzinken, Eigenes Profil

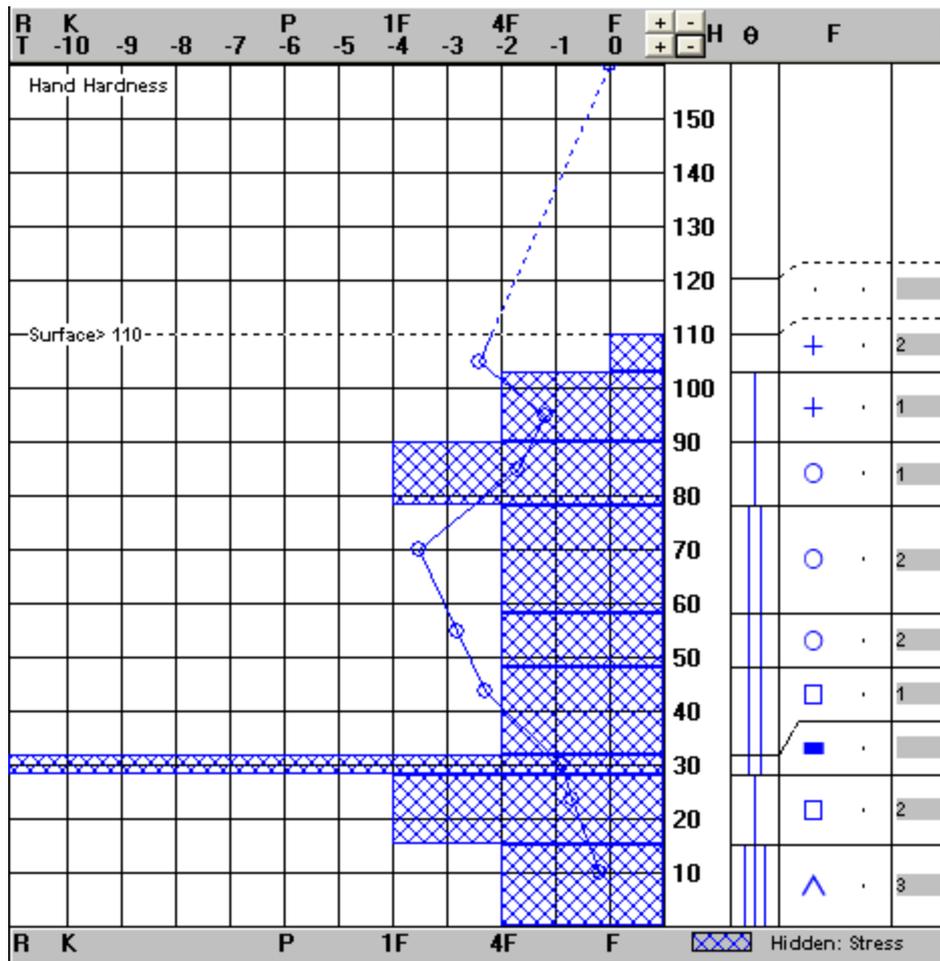


Abb. 43: Schneeprofil vom 22. 2.2011, Stoderzinken, Eigenes Profil

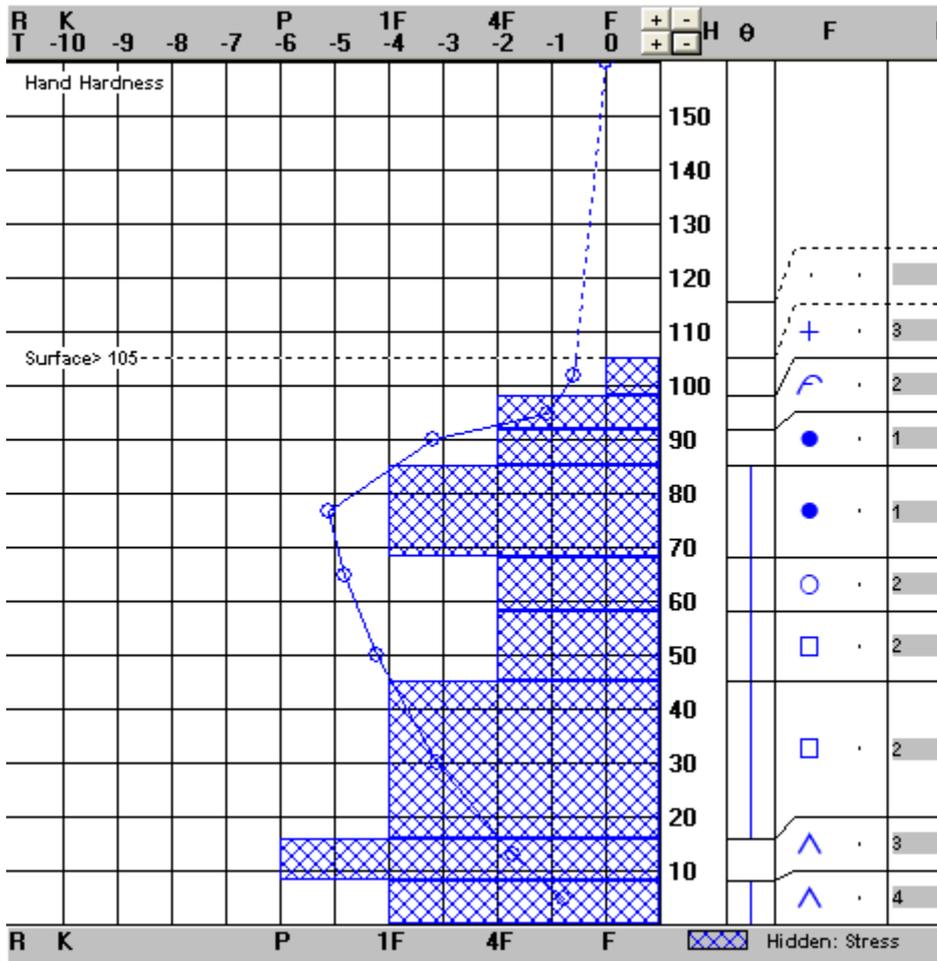


Abb. 44: Schneeprofil vom 10. 3.2011, Stoderzinken, Eigenes Profil

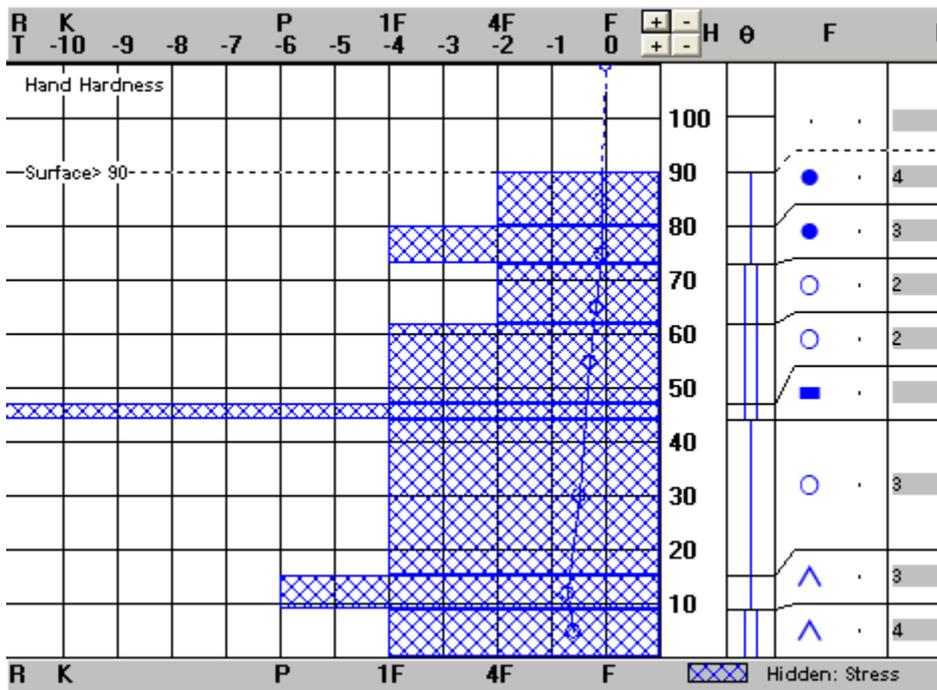


Abb. 45: Schneeprofil vom 6. 4.2010, Stoderzinken, Eigenes Profil

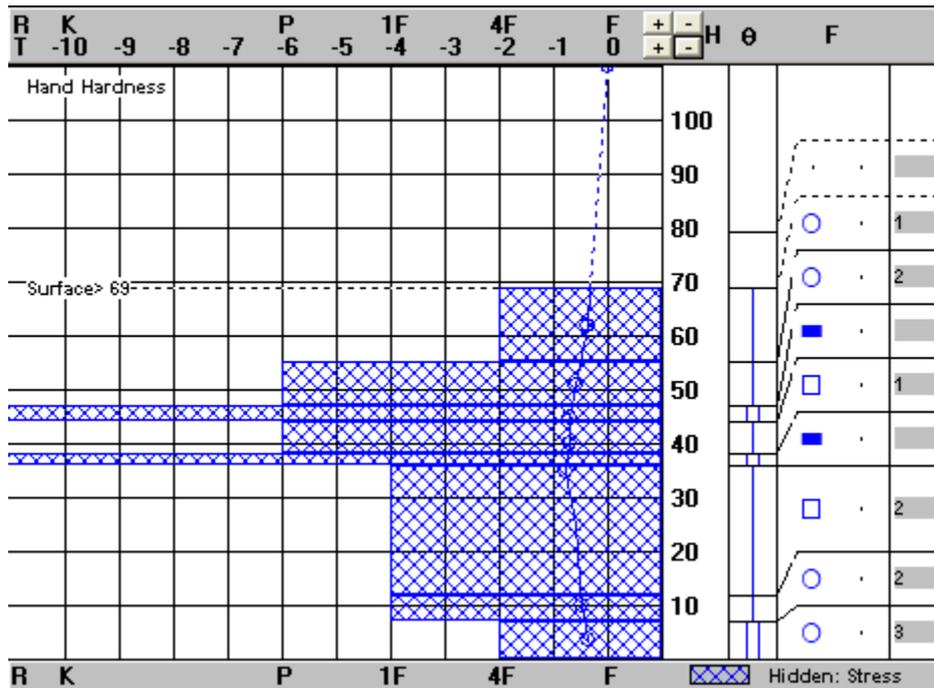


Abb. 46: Schneeprofil vom 19. 4.2010, Stoderzinken, Eigenes Profil

## 7. Ausblick

Mit dem gewonnenen Wissen aus dieser Bachelor-Projektarbeit werden vom Autor dieser Untersuchungen folgende Verbesserungen zur Lösung der Probleme vorgeschlagen:

- Anbringen zusätzlicher oder eine höhere Montage der Windmessgeräte auf 3 m, da bei schneereichen Wintern die Höhe von 2 m nicht ausreichen wird.
- Nochmalige Modellierung mit der vollständigen aktuellen Datenreihe (bis einschließlich 31.Juli) nach Beendigung der Messungen.
- Eventuelles Abtragen der bis zu 1 m hohen Hügeln bzw. Unebenheiten, sprich Ebnung der unmittelbaren Umgebung des Lysimeters, sofern möglich.
- Suchen einer neuen Möglichkeit, die Daten direkt per Datenlogger von der Station zu senden. (derzeit Empfangsschwierigkeit)
- Besseres Absichern der Anlage in Hinblick auf zukünftige Forschungsprojekte vor Ort. (aufgrund der Nähe der Schipiste im Winter und dem Wandertourismus im Sommer)

## 8. Quellenangabe

ARMSTRONG, L. and BRUN, E., 2008, *Snow and Climate – Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*, Cambridge University Press, 222 S.

BAUMGARTNER, A., und LIEBSCHER, H.-J., 1996, *Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie*, Band 1, Gebrüder Borntraeger Verlag, Berlin – Stuttgart, 694 S.

BIRK, S. et al., 2011: *Niederschlag und Verdunstung am Gebirgslsimeter Stoderzinken*, 14. Gumpensteiner Lysimetertagung 2011, LFZ Raumberg Gumpenstein, S. 39 – S. 44

BOHNER, A., et al., 2007: *Eine Gebirgs-Lysimeterstation am Stoderzinken in 1830 m Seehöhe – Messeinrichtung und Forschungsziele*, 12. Gumpensteiner Lysimetertagung 2007, LFZ Raumberg Gumpenstein, S. 173 – S.176

GRITSCH, M., 2010: *Datenauswertung und Verifizierung von Evapotranspirationsmodellen am Gebirgsstandort Stoderzinken für das Jahr 2007*, Bachelor-Projektarbeit, Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz

HERNDL, M., 2009: *Gebirgs-Lysimeterstation am Stoderzinken*, 13. Gumpensteiner Lysimetertagung im April 2009, LFZ Raumberg Gumpenstein, 14 S.

HERRMANN, R., 1977, *Einführung in die Hydrologie*, B.G. Teubner Verlag Stuttgart, 151 S.

PECK, E., 1972, *Methods of measuring snow cover, and streamflow under winter conditions*, aus: *The role of snow and ice in hydrology – proceedings of the Banff Symposium, September 1972/Le role de la neige et de la glace en hydrologie – actes du colloques de Banff Symposium, septembre 1972*, Unesco-WMO-IAHS, S. 582 – S. 597

PRETTENTHALER, F., PODESSER, A., PILGER, H., 2010, *Klimaatlas Steiermark – Periode 1971 - 2000*, Studien zum Klimawandel in Österreich, Band 4, Kartenwerk

SCHNEEBELI, M., 1995, *Development and stability of preferential flow paths in a layered snowpack*, aus *Proceedings of a Boulder Symposium*, IAHS Publ. no. 228, 7 S.

SCHÖNWIESE, C.-D. 2008, *Klimatologie*, 3. Auflage, Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart, 472 S.

SCHULZE, R., 1970, *Strahlenklima der Erde*, Wissenschaftliche Forschungsberichte – Naturwissenschaftliche Reihe, Band 72, Dr. Dietrich Steinkopff Verlag, Darmstadt, 217 S.

STRASSER, U. und MARKE, T., 2010, *ESCIMO.spread – a spreadsheet-based point snow surface energy balance model to calculate hourly snow water equivalent and melt rates for historical and changing climate conditions*, Geoscientific Model Development Discussions, 3, S. 627 – S. 649

WALDNER, A. et al., 2004, *Effects of snow structure on water flow and solute transport*, aus Hydrological Processes, Davos, 20 S.

WARNECKE, G., 1997, *Meteorologie und Umwelt – Eine Einführung*, 2. Auflage, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 355 S.

WILHELM, F., 1975, *Hydrologie-Glaziologie (Schnee- und Gletscherkunde)*, Berlin

ZMARSLY, E., KUTTLER, W., PETHE H., 1999, *Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen – Eine Einführung mit Übungen, Aufgaben und Lösungen*, Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart, 168 S.

Das Land Steiermark, 2011: Gis Steiermark - *Digitaler Atlas der Steiermark – Kartencenter*, <http://www.gis.steiermark.at/cms/ziel/73679/DE/>

LFZ Raumberg Gumpenstein, (2010): *Einfluss von Schneeakkumulation und –schmelze auf die Grundwasserneubildung am Gebirgsstandort Stoderzinken*, [http://www.raumberg-gumpenstein.at/c/index.php?option=com\\_content&view=article&id=1289%3Agw-schnee&catid=22%3A2forschungsjprojekte&Itemid=197&lang=de](http://www.raumberg-gumpenstein.at/c/index.php?option=com_content&view=article&id=1289%3Agw-schnee&catid=22%3A2forschungsjprojekte&Itemid=197&lang=de)