

Danksagung

Mein erster Dank geht an Prof. Dr. Eberhard Parlow vom Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung (MCR Lab) der Universität Basel. An seinem Institut hatte ich einerseits die Möglichkeit, in einem sehr interessanten Forschungsbereich zu arbeiten und andererseits im Lehrbetrieb mitzuwirken. Er ermöglichte mir auch die Teilnahme an den jährlichen Treffen des Arbeitskreises Klima, sowie den internationalen EGS-Tagungen 2000 und 2001 in Nizza.

Prof. Dr. Dieter Scherer (jetzt Fachgebiet Klimatologie, Institut für Ökologie der Technischen Universität Berlin) war der Leiter des MOSAIC-Projekts und der direkte Betreuer dieser Arbeit. Dank seiner Initiative konnte ich an der zweiten Feldkampagne 1998 im Kärkevage teilnehmen und damit nach dem südlichen auch den nördlichen Polarkreis überqueren. Seine reichhaltige Erfahrung und sein wissenschaftlicher Background halfen bei so manchen Problemen. Durch sein Engagement und aus zahlreichen Diskussionen heraus, fand ich immer wieder neue Motivation und Inspiration. Auch bei Programmierproblemen stand er immer hilfreich zur Seite. Für all dies ein ganz herzliches Danke.

Finanziert wurde diese Arbeit dankenswerterweise vom Schweizerischen Nationalfond unter den Projekt-Nummern 20-50860-97, sowie 20-50860-99.

Weiterhin danke ich unserem Systemmanager Günter Bing vom MCR Lab, der immer die Lösung für egal welche Computerprobleme fand und mich fast täglich auf dem Weg in die Mensa über die neuesten Gemeinheiten der EDV informierte. Speziell den Schlaf in den Morgenstunden wird er jetzt genießen.

Einen großen Dank spreche ich an alle Kollegen aus, die bei den Feldkampagnen im Kärkevage mit Rat und Tat zur Seite standen. Hier ist insbesondere die Forschungsstation Abisko der Königlich-Schwedischen Akademie der Wissenschaften zu nennen, deren Einrichtungen wir benutzen durften und die uns in großzügiger Weise Brennholz für die Sauna zur Verfügung stellte.

Bei Irene Lehner möchte ich mich für die Durchführung aller Simulationen mit dem MSFD-Windfeldsimulationsprogramm bedanken. Ebenfalls danke ich ganz herzlich Mathias Müller für die Simulationen mit dem Windfeldsimulationsprogramm MetPhoMod und die Bereitstellung einiger Grafiken.

Ebenfalls möchte ich dem gesamten MCR Lab Team für die Zusammenarbeit danken. Unserem Werkstattleiter Herrn Müller danke ich für die hilfreiche technische Unterstützung.

Einen herzliches Danke schön an Susan Clark-Braun für die Überarbeitung der englischsprachigen Publikationen, die im Rahmen dieser Arbeit geschrieben wurden.

Meiner Frau Carolin danke ich für ihre Liebe und Motivation, mit der sie mich unterstützt hat. Weiterhin freue ich mich, endlich mehr Zeit mit meiner Tochter Annette verbringen zu können, deren Heranwachsen ich gerade in den ersten spannenden Jahren leider nur sprunghaft miterleben konnte. Ihnen beiden widmen ich diese Arbeit.

Neusäß, Januar 2004

Zusammenfassung

Neben Messungen, weisen auch viele Simulationen der *General Circulation Models* (GCM) auf einen Anstieg der Lufttemperatur, speziell in den Polargebieten hin. Um die Vorhersagequalität der GCMs für diese Gebiete verbessern zu können, ist es notwendig, eine gute Parametrisierung des Energieaustausches zwischen Atmosphäre und Schnee zu erzielen, da in den Hohen Breiten bis zu neun Monate Schnee liegt. Während der Schneeschmelze spielt, insbesondere bei Warmluftadvektionen, die häufig mit Inversionen verbunden sind, der fühlbare Wärmestrom eine wichtige Rolle für den Energieeintrag in die Schneedecke. 1995 und 1998 wurden während der Schneeschmelze im Kärkevage, einem Tal in den Bergen bei Abisko im Schwedischen Lappland, Eddy-Kovarianz- und Profilmessungen der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur durchgeführt. Der fühlbare Wärmestrom wurde mit dem Profil- und dem Bulk-Ansatz berechnet und mit dem direkt gemessenen fühlbaren Wärmestrom verglichen. Der Profil- und der Bulk-Ansatz ergaben glaubwürdige Ergebnisse, solange alle Daten innerhalb des *surface layers* gemessen wurden und der Strahlungsfehler bei den Lufttemperaturdaten gering war. In Zeiten hoher kurzwelliger reflektierter Strahlung lieferte der Bulk-Ansatz bessere Ergebnisse als der Profil-Ansatz. Alle Daten, die außerhalb des *surface layers*, der 1998 häufig sehr geringmächtig war, gemessen wurden, waren für den Profil-Ansatz unbrauchbar. Auch der Eddy-Kovarianz-Ansatz lieferte unglaubliche Ergebnisse, wenn das Instrument außerhalb des *surface layers* war. In solchen Fällen konnte mit dem Bulk-Ansatz immerhin noch eine untere Abschätzung für den fühlbaren Wärmestrom erreicht werden. Keiner der Ansätze lieferte vernünftige Ergebnisse für alle meteorologischen Bedingungen. Diese Aspekte sollten beachtet werden, wenn - nicht nur für GCMs - neue Methoden zur verbesserten Berechnung des fühlbaren Wärmestroms gesucht werden. Da der fühlbare Wärmestrom vom vertikalen Temperaturgradienten und der Turbulenz im *surface layer* abhängt, wurden die räumlichen Verteilungen der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit, die in keiner einfachen Beziehung zur Topographie stehen, im Kärkevage analysiert. Speziell die Windgeschwindigkeit variierte im komplexen Gelände sehr stark. Mit zwei Windfeldsimulationsmodellen wurde ein Starkwindereignis simuliert und mit Messungen an den Stationen verglichen. Verglichen mit den Messungen war MetPhoMod genauer als das MSFD-Modell. Trotz der sehr komplexen Topographie und der Einschränkungen beider Modelle sind die gesamten Ergebnisse beider Modelle befriedigend.

Abstract

Measurements as well as lot of General Circulation Models (GCM) simulations indicate an increase in air temperature especially for polar regions. In order to improve the quality of GCM predictions for these regions it is necessary to achieve a good parameterization of the energy exchange between atmosphere and snow, because the high latitudes are snow covered for as many as nine months. During snowmelt period sensible heat flux plays an important role for energy input into the snow especially in periods of warm air advection, which are frequently accompanied by inversions. During the snowmelt periods in 1995 and 1998, Eddy-Covariance and profile measurements of wind speed and air temperature were carried out in the Kärkevagge, a valley in the Abisko Mountains in Swedish Lapland. Sensible heat flux was calculated by the Profile- and Bulk-method and compared to the directly-measured sensible heat flux. The Profile- and the Bulk-method gave reliable results as long as all data were measured within the surface layer and radiation errors for air-temperature data were small. The Bulk-method yielded better results than the profile method in periods with high values of upwelling shortwave radiation. All measurements conducted outside the surface layer, which was frequently shallow in 1998, were unusable for the Profile-method. Similarly, the Eddy-Covariance-method produced unreliable results if the instrument was operating outside the surface layer. In such a case, however, the Bulk-method produced at least a minimal estimate for the sensible heat flux. None of the methods yielded reasonable results for all meteorological conditions. These aspects should be noted when seeking new methods to improve the calculation of sensible heat flux not only in GCMs. The area distributions of air temperature and wind speed, which are not simply related to topographic parameters, were analyzed for the area of Kärkevagge, because sensible heat flux depends on the vertical temperature gradient and the turbulence in the surface layer. Especially wind speed shows a high variability in complex terrain. Area distribution of wind speed was calculated with two simulation models for a strong wind event and compared with measurements of two stations. MetPhoMod gave better results than the MSFD-Model compared to the measured data. Despite the very complex topography and the restrictions of the models the overall results found with both models are encouraging.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1	Einleitung 1
1.1	Das MOSAIC-Projekt 2
1.2	Das Untersuchungsgebiet 3
2	Theorie 5
2.1	Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms 5
2.1.1	Der Profil-Ansatz 5
2.1.2	Der Bulk-Ansatz 8
2.1.3	Der Eddy-Kovarianz-Ansatz 10
2.1.4	Der Bowen-Ratio-Ansatz 11
2.2	Probleme in komplexer Topographie 12
2.2.1	Richtungen an geneigten Flächen 13
2.2.2	Kaltluftabflüsse 14
2.2.3	Variation meteorologischer Variablen in komplexer Topographie 16
3	Messungen 17
3.1	Die Feldkampagnen 1995 und 1998 17
3.2	Datenprozessierung 23
3.3	Meteorologische Bedingungen 1995 und 1998 26
4	Ergebnisse der Feldkampagnen 29
4.1	Der fühlbare Wärmestrom über einer Ebene 29
4.1.1	"Ideale" Bedingungen 29
4.1.2	"Reale" Bedingungen 32
4.1.3	"Ungünstige" Bedingungen 38

4.2	Der fühlbare Wärmestrom an geneigten Flächen	41
4.2.1	Der fühlbare Wärmestrom an der Karstation	44
4.2.2	Der fühlbare Wärmestrom an der Hangstation	50
4.3	Der fühlbare Wärmestrom 1995 und 1998	56
4.4	Die Temperaturverteilung in komplexer Topographie	60
4.5	Die Windverteilung in komplexer Topographie	71
5	Ergebnisse der Windfeldmodellierung	74
5.1	Das MSFD-Modell	74
5.2	Das MetPhoMod	74
5.3	Windgeschwindigkeit und Stabilität	76
5.4	Vergleich von MetPhoMod mit MSFD	79
5.5	Vergleich von MetPhoMod und MSFD mit Bodenmessungen	81
6	Schlussfolgerungen	87
Literaturverzeichnis		90
A	Anhang	95
A.1	Mittelung von korrelierten Größen	95
A.2	Vektoren und Kovarianzen in rotierten Koordinatensystemen	97
A.3	Korrektur von natürlich belüfteten Temperatursensoren	101
A.3.1	Einleitung	101
A.3.2	Geräte	101
A.3.3	Datenvorprozessierung und Fehleranalyse	102
A.3.3.1	Datenvorprozessierung	103

A.3.3.2	Fehleranalyse	104
A.3.4	Die Korrekturmethode	106
A.3.4.1	Fehlermodellierung	106
A.3.4.2	Automatische Fehlerdetektierung	110
A.3.4.3	Fehlerkorrektur	110
A.3.5	Ergebnisse	111

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1:	2D-Ansicht des Kärkevagge.	4
Abb. 1.2:	3D-Ansicht aus NNE in das Kärkevagge.	4
Abb. 2.1:	Mögliche Temperaturschichtungen über Schnee in der Ebene und am Hang.	14
Abb. 2.2:	Windgeschwindigkeitsprofil über einer geneigten Schneeoberfläche beim Auftreten eines Kaltluftabflusses.	14
Abb. 3.1:	Übersicht über die Messungen 1995 und 1998 an der Talstation.	19
Abb. 3.2:	Die Kar- Hang- und Topstation während der Feldkampagne 1998.	19
Abb. 3.3:	Die universelle Rauhlängigkeit z_0 , gemessen an der Talstation 1995.	25
Abb. 3.4:	Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Globalstrahlung während der Messkampagne 1995, gemessen an der Talstation.	26
Abb. 3.5:	Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Globalstrahlung während der Intensivmessphase 1998, gemessen an der Talstation.	27
Abb. 3.6:	Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Globalstrahlung nach der Intensivmessphase 1998, gemessen an der Karstation.	28
Abb. 4.1:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995.	30
Abb. 4.2:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz I (x) und II (+) für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995.	31
Abb. 4.3:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen und nicht korrigierten Lufttemperaturdaten während der Feldkampagne 1995.	33
Abb. 4.4:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen und korrigierten Lufttemperaturdaten während der Feldkampagne 1995.	33
Abb. 4.5:	Der fühlbare Wärmestrom am 15. Mai 1995, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und berechnet mit dem Profil-Ansatz mit nicht korrigierten Lufttemperaturdaten.	34
Abb. 4.6:	Profile der Windgeschwindigkeit und der potentiellen Temperatur am 15. Mai 1995 um 0:30 Uhr und 12:30 Uhr.	35
Abb. 4.7:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II mit nicht korrigierten Lufttemperaturdaten für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995.	37

Abb. 4.8:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II mit korrigierten Lufttemperaturdaten für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995.	38
Abb. 4.9:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II mit korrigierten Lufttemperaturdaten für „ungünstige“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	39
Abb. 4.10:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, gerechnet mit Bulk-Ansatz II und Daten des untersten und obersten Niveaus und jeweils korrigierten Lufttemperaturdaten für „ungünstige“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	40
Abb. 4.11:	30 Minuten Mittelwerte der horizontalen (u_h) und vertikalen (w) Windgeschwindigkeiten an der Kar- und Hangstation während der Feldkampagne 1998.	42
Abb. 4.12:	Das Kovarianzverhältnis vom 31. Mai bis 13. Juni 1998 an der Karstation.	43
Abb. 4.13:	Vergleich der 30 Minuten Mittelwerte der Globalstrahlung und der reflektierten kurzwelligen Strahlung zwischen Tal- und Karstation 1998.	44
Abb. 4.14:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	45
Abb. 4.15:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	46
Abb. 4.16:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Karstation, gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	47
Abb. 4.17:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	48
Abb. 4.18:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	48
Abb. 4.19:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Karstation, berechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	49
Abb. 4.20:	Das Kovarianzverhältnis vom 02. bis 12. Juni 1998 an der Hangstation.	51

Abb. 4.21:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	52
Abb. 4.22:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	53
Abb. 4.23:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Hangstation, gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	53
Abb. 4.24:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	54
Abb. 4.25:	Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.	55
Abb. 4.26:	Der fühlbare Wärmestrom an der Karstation und der Talstation vom 13. Mai bis 7. Juni 1995.	57
Abb. 4.27:	Der fühlbare Wärmestrom vom 26.05. bis 01.06. 1995 an der Tal- und Karstation, gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II.	58
Abb. 4.28:	Der fühlbare Wärmestrom an der Top-, Hang-, Kar- und Talstation vom 23. Mai bis 12. Juni 1998.	59
Abb. 4.29:	Vergleich aller (Index tot) bzw. zeitgleicher (Index zgl) potentieller Temperaturen zwischen Tal- und Karstation 1995, Tal- und Karstation 1998, Tal- und Hangstation 1998, Tal- und Topstation 1998, Kar- und Hangstation 1998, Kar- und Topstation 1998 und Hang- und Topstation 1998.	61
Abb. 4.30:	Vergleich der Differenzen der potentiellen Temperatur mit den Differenzen der Strahlungsbilanz zwischen Tal- und Karstation 1995.	62
Abb. 4.31:	Vergleich der Differenzen der potentiellen Temperatur mit den Differenzen der Windgeschwindigkeit zwischen Tal- und Karstation 1995 (links) und 1998 (rechts).	63
Abb. 4.32:	Mittlere Differenzen der potentiellen Temperaturen (K) zwischen den einzelnen Stationen während der Feldkampagnen 1995 (nur zwischen Tal- und Karstation) und 1998.	65
Abb. 4.33:	Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Tal- und Karstation 1995.	67
Abb. 4.34:	Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Tal- und Karstation 1998.	67
Abb. 4.35:	Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Kar- und Hangstation 1998.	68

Abb. 4.36:	Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Hang- und Topstation 1998.	68
Abb. 4.37:	Vergleich der Windgeschwindigkeiten zwischen Tal- und Karstation 1995, Tal- und Karstation 1998, Tal- und Hangstation 1998, Tal- und Topstation 1998, Kar- und Hangstation 1998, Kar- und Topstation 1998 und Hang- und Topstation 1998.	72
Abb. 5.1:	Einfluss der Topografie im Kärkevage auf das Windfeld, 10 m über dem Boden.	77
Abb. 5.2:	Effekte verschiedener Stabilitätsbedingungen, 10 m über dem Boden im geländefolgenden Koordinatensystem.	78
Abb. 5.3:	Horizontale Windfelder, gerechnet mit MetPhoMod, und MSFD für eine Ausgangswindgeschwindigkeit von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und einer Anströmrichtung von 180° .	80
Abb. 5.4:	Horizontale Windfelder mit farbig dargestellter vertikaler Windgeschwindigkeit, gerechnet mit MSFD (links) und MetPhoMod (rechts), für eine Ausgangswindgeschwindigkeit von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und eine Anströmrichtung von 180° .	81
Abb.5.5:	30 Minuten Mittelwerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Topstation am 02.06.1998.	82
Abb.5.6:	30 Minuten Mittelwerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Talstation am 02.06.1998.	82
Abb.5.7:	30 Minuten Mittelwerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Karstation am 02.06.1998.	82
Abb. A2.1:	Darstellung eines drei-dimensionalen Vektors im nicht-rotierten und rotierten Koordinatensystem.	98
Abb. A3.1:	links: Vaisala-HMP35A Gerät, installiert in einem Strahlungsschutzgehäuse von YOUNG; rechts: Psychrometer mit zwei PT100-Sensoren, die sich in den beiden Strahlungsschutzrohren befinden.	102
Abb. A3.2:	Varianzerklärung und Standardabweichung zwischen Vaisala und Psychrometerdaten auf Level 5 für verschiedene Filterlängen.	104
Abb. A3.3:	30 Minuten Mittelwerte der Lufttemperatur auf dem 5. Niveau, gemessen mit Vaisala und Psychrometer.	105
Abb. A3.4:	Minutenwerte von Temperaturdifferenz zwischen Vaisala und Psychrometer, Windgeschwindigkeit und nach oben gerichtete, kurzwellige Strahlung am 30. Mai 1998.	105
Abb. A3.5:	Schema eines Temperatursensors mit den relevanten Wärmeflüssen.	106
Abb. A3.6:	<i>Flow efficiency</i> in Abhängigkeit der äußeren Windgeschwindigkeit.	108
Abb. A3.7:	Vergleich von gemessenen und modellierten Temperaturdifferenzen für das 5. Niveau in detektierten Zeiträumen.	111
Abb. A3.8:	Vergleich von gemessenen und modellierten Temperaturdifferenzen für das 5. Niveau für den gesamten Messzeitraum.	112

Abb. A3.9:	Histogramme der Temperaturdifferenzen zwischen Vaisala und Psychrometer auf dem 5. Niveau vor und nach der Korrektur.	113
-------------------	---	-----

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1:	Konfigurationen der Messstationen während der Kärkevage Feldkampagnen 1995 und 1998.	20
Tab. 5.1:	Mittelwerte der Messwerte im Validierungszeitraum 9.30 Uhr bis 16.30 Uhr am 2. Juni 1998.	83
Tab. 5.2:	MetPhoMod-Ergebnisse für verschiedene Stabilitäten für zehn Meter über Grund bei einer Anströmgeschwindigkeit von $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ aus 185° im Vergleich zu gemittelten Messwerten.	84
Tab. 5.3 :	MSFD-Ergebnisse für verschiedene Höhen über Grund im Vergleich zu Bodenmessungen.	85
Tab. A2.1:	Die Definition des Azimuth.	97
Tab. A3.1:	Optimierte Parameterwerte für das 1. und 5. Niveau.	112
Tab. A3.2:	Varianzerklärung, Standardabweichung, mittlere absolute und maximale absolute Differenz zwischen Psychrometer und unkorrigierten, sowie korrigierten Vaisala Temperaturen für das 5. Niveau und vier verschiedenen Mittelungszeiträumen.	114

Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen

Symbol	Bedeutung	Einheit
B	Bodenwärmestrom	$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$
C_H	Dimensionsloser Wärmeaustauschkoefizient	
$C_{CN,CS,CU}$	Allgemeiner Wärmeaustauschkoefizient für neutrale, stabile und instabile Bedingungen	
c	Schallgeschwindigkeit	$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
c_p	Spezifische Wärmekapazität der Luft: 1005 (bei konstantem Druck)	$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
d	Nullpunktverschiebung	m
E	Verdunstung	$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$
E_w	Erwartungswert	
F_i	gefilterte Temperaturdaten	$^{\circ}\text{C}$
f_{Messung}	Messfrequenz	s^{-1}
$f_{\text{Mittelung}}$	Mittelungsfrequenz	s^{-1}
f_R	Koeffizient	$\text{K}\cdot\text{W}^{-1}\cdot\text{m}^2$
f_u	Koeffizient	$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$
g	Erdbeschleunigung: 9.806 (für 45° Nord und Meereshöhe)	$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$
H	Fühlbarer Wärmestrom	$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$
H_S	Fühlbarer Wärmestrom am Sensor	$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$
K_t	Kernel des Filters	
k	Karman-Konstante: 0.4	
k_H	Wärmeaustauschkoefizient, abhängig von der Windgeschwindigkeit	
k_u	Koeffizient	
L	Latenter Wärmestrom	$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$
L_{MO}	Monin-Obukhov-Länge	m
N	Anzahl der Werte; Filterlänge	
n	hangnormale-Koordinate	m
O_i	Originaldaten	$^{\circ}\text{C}$
p_H	Prozentualer Anteil der Sensoroberfläche am fühlbaren Wärmestrom	
p_R	Prozentualer Anteil der Sensoroberfläche an der Strahlungsbilanz	
p_S	Prozentualer Anteil der Sensoroberfläche am Speicherwärmestrom	
q	Spezifische Feuchte	$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$
q_{Surface}	Spezifische Feuchte an der Oberfläche	$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$

R_b	Dimensionslose Bulk-Richardson-Zahl	
R_{sw}^{\uparrow}	Nach oben gerichtete, kurzwellige Strahlung	$W \cdot m^{-2}$
R^*	Strahlungsbilanz	$W \cdot m^{-2}$
R_S^*	Strahlungsbilanz des Sensors	$W \cdot m^{-2}$
r^2	Varianzerklärung	
r_S	Radius des Sensors	m
S	Schmelz- bzw. Gefrierwärmestrom	$W \cdot m^{-2}$
S_K	Summe des Kernel	
S_S	Speicherwärmestrom des Sensors	$W \cdot m^{-2}$
T_L	Lufttemperatur	$^{\circ}C$
T_M	gemessene Temperatur	$^{\circ}C$
T_{SO}	Temperatur der Sensoroberfläche	$^{\circ}C$
ΔT_{M-L}	Differenz zwischen gemessener Temperatur und Lufttemperatur	K
ΔT_{M-SO}	Differenz zwischen gemessener Temperatur und Sensoroberflächen-temperatur	K
ΔT_{SO-L}	Differenz zwischen Sensoroberfläche und Lufttemperatur	K
t	Zeit	s
Δt	Zeitintervall	s
u	Windkomponente in x -Richtung	$m \cdot s^{-1}$
u_h	horizontale Windgeschwindigkeit	$m \cdot s^{-1}$
u_{in}	Windgeschwindigkeit am Sensor, innerhalb des Strahlungsschutzes	$m \cdot s^{-1}$
u_{out}	Windgeschwindigkeit außerhalb des Strahlungsschutzes	$m \cdot s^{-1}$
u_{ref}	Skalierungswindgeschwindigkeit	$m \cdot s^{-1}$
$u_{Surface}$	Windgeschwindigkeit an der Oberfläche	$m \cdot s^{-1}$
u^*	Reibungsgeschwindigkeit	$m \cdot s^{-1}$
$u'w'$	Longitudinaler kinematischer Impulsfluss	$m^2 \cdot s^{-2}$
v	Windkomponente in y -Richtung	$m \cdot s^{-1}$
$v'w'$	Lateraler kinematischer Impulsfluss	$m^2 \cdot s^{-2}$
w	Windkomponente in z -Richtung	$m \cdot s^{-1}$
\bar{w}	Mittelwert der Windkomponente in z -Richtung	$m \cdot s^{-1}$
w'	Abweichung der Windkomponente in z -Richtung vom Mittelwert	$m \cdot s^{-1}$
$w'q'$	Kinematischer Feuchtefluss	$m \cdot s^{-1} \cdot g \cdot kg^{-1}$
$w'\theta'$	Kinematischer Wärmefluss	$m \cdot s^{-1} \cdot K$
$X(t)$	zeitabhängiger Messwert	
x	x -Koordinate	m

Δx	Breite einer Gitterbox in MetPhoMod	m
y	y -Koordinate	m
z	z -Koordinate; Höhe	m
Δz	Höhenintervall	m
z_0	Universelle Rauigkeitslänge	m
z_{0E}	Rauigkeitslänge für die Feuchte	m
z_{0H}	Rauigkeitslänge für die Wärme	m
z_{0M}	Rauigkeitslänge für den Impuls	m
α	Albedo	
β	Bowen-Verhältnis	
Γ	Trockenadiabatischer Temperaturgradient (0.01)	$\text{K}\cdot\text{m}^{-1}$
δ	Winkel, Drehung um Vertikalachse	°
φ	Hangneigung	°
ζ	Stabilitätsindex	
θ	Potentielle Temperatur	K
$\bar{\theta}$	Mittelwert der potentiellen Temperatur	K
θ'	Abweichung der potentiellen Temperatur vom Mittelwert	K
$\theta_{Surface}$	Potentielle Temperatur an der Oberfläche	K
θ_v	Virtuelle potentielle Temperatur	K
λ	Spezifische Verdampfungswärme von Wasser ($2.5\cdot 10^6$)	$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$
λ_S	Wärmeleitfähigkeit des Sensors	$\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$
ρ_L	Dichte der Luft: 1,293 (bei 0° C und 1013 hPa)	$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$
σ	Standardabweichung	
ϕ_E	Stabilitätsfunktion für Feuchte	
ϕ_H	Stabilitätsfunktion für Wärme	
ϕ_M	Stabilitätsfunktion für Impuls	
ψ_E	Integrierte Form von ϕ_E	
ψ_H	Integrierte Form von ϕ_H	
ψ_M	Integrierte Form von ϕ_M	

1 Einleitung

Die Strahlungsbilanz und der fühlbare Wärmestrom geben in der Regel die dominanten Beiträge zur Energie der Schneeschmelze (Braithwaite 1995). Male und Granger (1981) zeigten, dass in Nordamerika, in Gebieten wie zum Beispiel der Prärie, den nördlichen Waldgebieten und den Bergregionen, die Strahlungsbilanz den größten Anteil an der Schneeschmelzenergie liefert. Aber auch der fühlbare Wärmestrom liefert bei Starkwindsituationen und bei Warmluftadvektionen einen großen Beitrag zur Energie der Schneeschmelze (McGregor und Gellatly 1996, Prowse und Owens 1982, Moore und Owens 1984). Darüber hinaus zeigten Scherer (1994), sowie Gude und Scherer (1995) und Scherer et al. (1998), dass eine Überlagerung hoher Energieeinträge durch den fühlbaren Wärmestrom und der Strahlungsbilanz in die Schneedecke für die Auslösung von Sulzmuren verantwortlich zu sein scheint.

Während die Strahlungsbilanz von der geographischen Lage (Dauer und Einfallswinkel der direkten kurzwelligigen Strahlung), sowie dem Gelände (Hangneigung und –exposition, sowie Horizontabschattung) abhängig ist, ist der fühlbare Wärmestrom von diesen Faktoren unabhängig. Dieser hängt von der Turbulenz und vom Temperaturgradienten in der bodennahen Grenzschicht ab. Sowohl die Windgeschwindigkeit als auch die Temperatur zeigen aber in einem komplexen Gelände eine hohe räumliche Variabilität, die nicht allein auf die topographischen Verhältnisse zurückzuführen ist.

Ein weiterer Aspekt, der den fühlbaren Wärmestrom an Wichtigkeit gewinnen lässt, ist die Tatsache, dass sowohl Messungen als auch die Mehrheit der *General Circulation Models* (GCM) einen Anstieg der Lufttemperatur insbesondere für die Hohen Breiten zeigen. Um die Vorhersagen dieser GCMs verbessern zu können, ist eine gute Parametrisierung des Energieaustausches zwischen der Atmosphäre und der Schneeoberfläche, insbesondere der Energieaustausch über den fühlbaren Wärmestrom notwendig, da die Hohen Breiten jedes Jahr über neun Monate schneebedeckt sind (Harding et al, 2001).

Obwohl die Bedeutung des fühlbaren Wärmestroms damit offensichtlich ist, bleibt seine Bestimmung in vielen Untersuchungen immer noch mit Unsicherheiten behaftet, welche verschiedene Ursachen haben. Zum einen gibt es verschiedene Ansätze, wie der fühlbare Wärmestrom bestimmt werden kann. Darüber hinaus gibt es in den einzelnen Ansätzen unterschiedliche Parametrisierungen. Die Auswahl eines Ansatzes bestimmt wiederum, welche Messungen durchgeführt, d.h. welche Variablen mit welcher Messtechnik auf wie vielen Niveaus erfasst werden müssen. Marks et al. (1992) geben einen umfassenden Überblick über die Schwierigkeiten, die mit den Messungen von meteorologischen Variablen über Schnee in einem alpinen Einzugsgebiet verbunden sind. Ein Problem ist der Effekt des Strahlungsfehlers bei

Temperaturmessungen mit natürlich belüfteten Sensoren, der durch das hohe Reflexionsvermögen der Schneedecke für kurzwellige Strahlung verstärkt wird. Bei Sensoren, die mit einem Strahlungsschutzgehäuse und einer künstlichen Ventilation ausgerüstet sind, lassen sich solche Fehler minimieren, aber bei den meisten Feldmessungen lassen sich solche idealen Bedingungen nicht erfüllen. Ein weiterer Grund für die Unsicherheiten liegt an der Grenzschicht selbst. Es ist wichtig, dass alle Daten, die für den jeweiligen Ansatz benötigt werden auch innerhalb der Grenzschicht gemessen werden. Über einer ebenen und homogenen Schneedecke lassen sich die potentielle Temperatur und die Windgeschwindigkeit in der Grenzschicht, dem sogenannten *surface layer*, mit logarithmisch-linearen Profilen beschreiben. An Hängen bilden sich oft Kaltluftabflüsse, welche die Charakteristik der Grenzschicht beeinflussen. Diese Kaltluftabflüsse entstehen durch die Abkühlung der bodennahen Luftschicht. Wegen der geringen Reibung der Schneedecke nimmt die Windgeschwindigkeit nahe an der Oberfläche zu und das Windprofil weicht dann von der angenommenen logarithmisch-linearen Form ab. Viele Untersuchungen, wie zum Beispiel von Avoird und Duynkerke (1999) in Island, Broecke (1997) in Österreich, Ohata (1989) in Asien, sowie Forrer und Rotach (1997) in Grönland, zeigten, dass über großen Gletschern die Grenzschicht durch katabatische Winde beherrscht wird, die sich durch ein lokales, bodennahes Geschwindigkeitsmaximum über der Oberfläche auszeichnen. Die Höhe des Windmaximums kann zwischen einigen wenigen und mehreren zehn Metern variieren (Oerlemans et al., 1999). Im Rahmen des MOSAIC-Projekts konnten in Nordschweden zwei Messkampagnen während der Schneeschmelze durchgeführt und in einem komplexen Gelände die verschiedenen Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms miteinander verglichen werden.

1.1 Das MOSAIC-Projekt

Im Jahr 1995 startete das Gemeinschaftsprojekt MOSAIC (Modelling Of Snowmelt And Its Consequences for drainage basins at high latitudes) als Folge der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, sowie dem Schweizer Nationalfond (SNF) finanzierten Geowissenschaftlichen Spitzbergen-Expeditionen SPE'90-92. Im Zentrum des Interesses standen die meteorologischen und schnee-hydrologischen Prozesse, die für die Entstehung von Sulzströmen von Bedeutung sind. Einerseits zielte dieses Projekt auf die Analyse der Initiierung von Sulzmuren ab. Diese Initiierung basiert auf der Entwicklung eines hydrostatischen Druckgradienten, der durch eine geneigte Wassertafel in der Schneedecke entsteht. Dagegen sind extreme meteorologische

Bedingungen, ebenso wie Permafrostbedingungen keine Voraussetzung für die Auslösung einer Sulzmure. Weiterhin treten Sulzmuren unabhängig von externen Triggern, wie z. B. Lawinen, auf. Andererseits sollten die Voraussetzungen für die Entwicklung eines physikalisch basierten und räumlich distribuierten Schneeschmelzmodells untersucht werden. Es ist klar, dass ein solches Modell, mit dem die dynamischen Aspekte von Sulzmuren simuliert werden sollen, räumlich aufgelöste Informationen aller relevanten Terme der Energiebilanz, wie Strahlungsbilanz, fühlbarer und latenter Wärmestrom, verlangt, um die Schneeschmelzrate berechnen zu können. Zusätzlich werden flächenhafte Daten der Schneedecke selbst benötigt, wie zum Beispiel Schneehöhe, Dichte, und Scherstabilität.

1.2 Das Untersuchungsgebiet

Als Untersuchungsgebiet wurde das Kärkevage gewählt, da es über dieses Gebiet detaillierte Informationen über das Auftreten von Sulzmuren gibt (Rapp, 1960). Darüber hinaus ist das Kärkevage weitestgehend frei von menschlichem Einfluss. So gibt es dort, von einzelnen, wenigen Tourengern abgesehen, keinen Skibetrieb, so dass insbesondere die Veränderungen innerhalb der Schneedecke und der Abbau der Schneedecke selbst unter natürlichen Bedingungen studiert werden können. Außerdem ist das Kärkevage ohne großen logistischen Aufwand zu erreichen. Zusätzlich gibt es bereits seit längerer Zeit eine sehr gute Zusammenarbeit mit der Abisko Forschungsstation, der Königlich-Schwedischen Akademie der Wissenschaften.

Das Kärkevage ist etwa 5 km lang und von NNW nach SSE orientiert (vgl. Abb. 1.1). Es liegt im Schwedischen Lappland auf 68°24' Nördlicher Breite und 18°19' Östlicher Länge. Nach Westen hin wird das Tal durch den 1580 m hohen, plateauähnlichen Mt. Vassitjåkko und nach Osten durch den etwa 1400 m hohen Rücken des Mt. Kärketjärro begrenzt. Das Kärkevage steigt von ca. 650 m am Taleingang auf 840 m am Talende in dem sich der See Rissajaure befindet. Auf der Westseite des Kärkevage, etwa in der Talmitte, befindet sich das Kärkerieppe Hochkar.

Eine weitere Ansicht - eine Kombination eines Orthophotos aus dem Jahre 1991 mit dem digitalen Geländemodell - welche die Komplexität des Geländes besser vermittelt, ist in Abb. 1.2 gegeben.

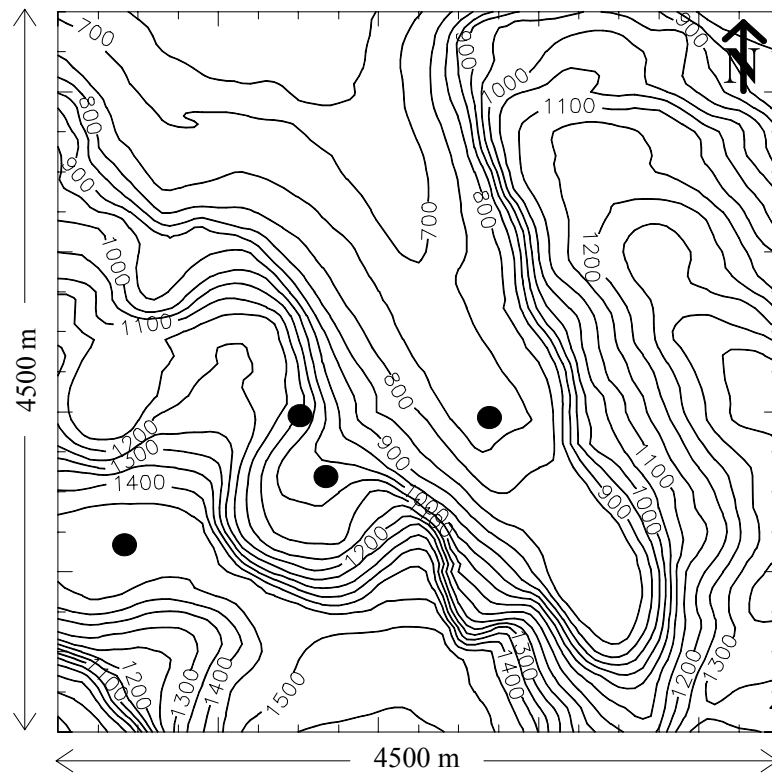


Abb. 1.1: 2D-Ausschnitt aus dem digitalen Geländemodell des Kärkevegge. Die schwarzen Punkte kennzeichnen von links nach rechts die Top-, Hang-, Kar- und Talstation.

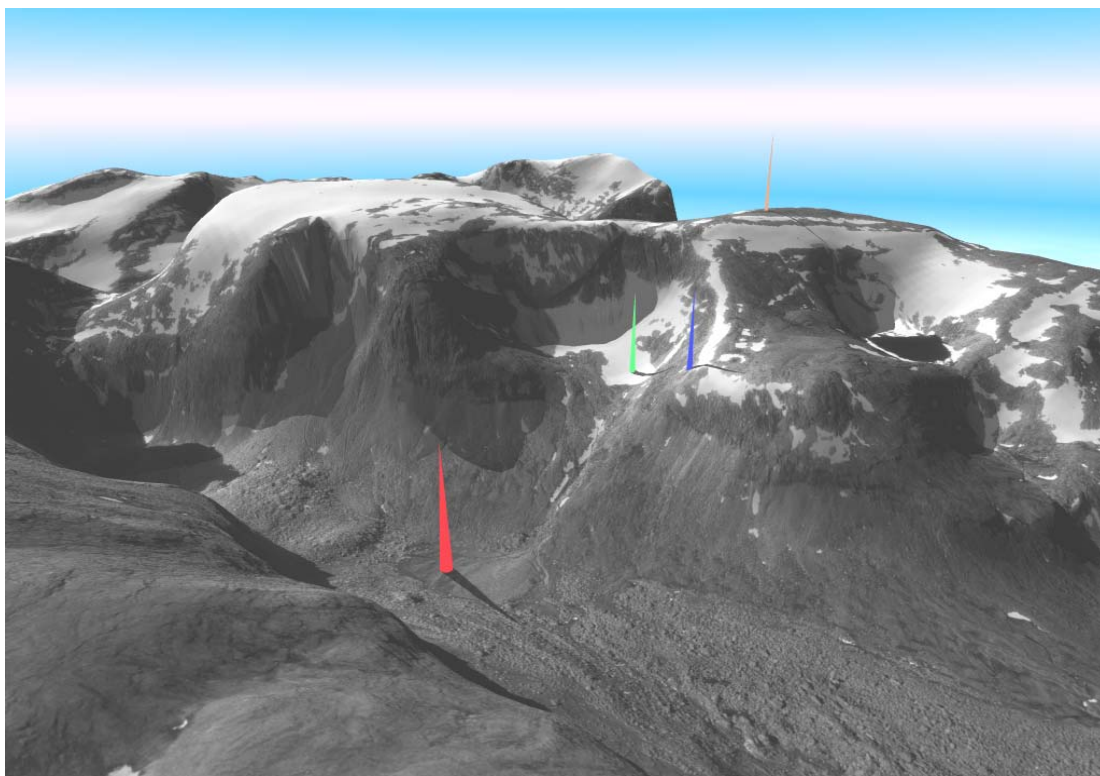


Abb. 1.2: 3D-Ansicht aus NNE in das Kärkevegge. Die farbigen Kegel kennzeichnen schematisch die vier Messstandorte der Feldkampagnen 1995 und 1998 (rot: Talstation, grün: Karstation, blau: Hangstation und gelb: Topstation). In der Bildmitte ist das Kärkerieppe Hochkar zu erkennen. Graphische Bearbeitung: Mathias Müller.

2 Theorie

In diesem Kapitel werden zunächst die verschiedenen Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms vorgestellt. Anschließend werden einige Probleme dargestellt, die durch eine komplexe Topographie zusätzlich entstehen.

2.1 Methoden zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms

2.1.1 Der Profil-Ansatz

Bei vielen Untersuchungen über Schnee (zum Beispiel Forrer und Rotach, 1997; Plüss und Mazzoni, 1994; Denby und Smeets, 2000) werden die Fluss-Profil Beziehungen verwendet, um die turbulenten Flüsse zu bestimmen. Der fühlbare Wärmestrom wird bei diesem Ansatz aus der Lufttemperatur, der Windgeschwindigkeit und der relativen Feuchte, die in mindestens zwei verschiedenen Höhen gemessen wurden bestimmt. Nach Brutsaert (1982) lassen sich für den Wasserdampf, die Windgeschwindigkeit und die potentielle Temperatur folgende Beziehungen aufstellen:

$$\frac{ku_*(z-d)\rho_L}{E} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \phi_E(\zeta) \quad (2.1)$$

$$\frac{k(z-d)}{u_*} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \phi_M(\zeta) \quad (2.2)$$

$$\frac{ku_*(z-d)\rho_L c_p}{H} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \phi_H(\zeta) \quad (2.3)$$

Der Stabilitätsindex ζ ist definiert über:

$$\zeta = \frac{z-d}{L_{MO}} \quad (2.4)$$

und die Monin-Obukhov-Länge L_{MO} über:

$$L_{MO} = \frac{u_*^3 \rho_L}{k \cdot g \cdot \left[\left(\frac{H}{T_L c_p} \right) + 0.61E \right]} \quad (2.5)$$

$\phi_{E,H,M}$ sind universelle Funktionen von ζ . Für neutrale und labile Bedingungen sind diese Funktionen gut erforscht, aber für sehr stabile Bedingungen gibt es noch Unsicherheiten (Stull, 1999). Mit den Businger-Dyer Beziehungen (Panofsky und Dutton, 1984) lauten diese Funktionen für instabile Bedingungen mit $\zeta < 0$:

$$\phi_M = (1 - 16\zeta)^{-1/4} \quad (2.6)$$

und

$$\phi_H = \phi_E = (1 - 16\zeta)^{-1/2} \quad (2.7)$$

und für die stabile Bedingung $0 < \zeta < 1$:

$$\phi_M = \phi_H = \phi_E = (1 + 5\zeta) \quad (2.8)$$

bzw. für den sehr stabilen Fall $\zeta > 1$:

$$\phi_M = \phi_H = \phi_E = 6 \quad (2.9)$$

Integriert man die Gleichung (2.1) bis (2.3) zwischen zwei beliebigen Höhen z_1 und z_2 führt dies zu folgenden Gleichungen:

$$\overline{q_2} - \overline{q_1} = \frac{E}{ku_* \rho_L} \cdot \left[\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) - \psi_E(\zeta_2) + \psi_E(\zeta_1) \right] \quad (2.10)$$

$$\overline{u_2} - \overline{u_1} = \frac{u_*}{k} \cdot \left[\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) - \psi_M(\zeta_2) + \psi_M(\zeta_1) \right] \quad (2.11)$$

$$\overline{\theta_2} - \overline{\theta_1} = \frac{H}{ku_* \rho_L c_p} \cdot \left[\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) - \psi_H(\zeta_2) + \psi_H(\zeta_1) \right] \quad (2.12)$$

Die $\psi_{E,M,H}$ -Funktionen lassen sich nach Panofsky und Dutton (1984) auch folgendermaßen schreiben:

$$\psi_E\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = \int_0^{z/L_{MO}} [1 - \phi_E(\zeta)] \frac{d\zeta}{\zeta} \quad (2.13)$$

$$\psi_M\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = \int_0^{z/L_{MO}} [1 - \phi_M(\zeta)] \frac{d\zeta}{\zeta} \quad (2.14)$$

$$\psi_H\left(\frac{z}{L_{MO}}\right) = \int_0^{z/L_{MO}} [1 - \phi_H(\zeta)] \frac{d\zeta}{\zeta} \quad (2.15)$$

Mit den Gleichungen (2.6) und (2.7) erhält man für den instabilen Fall nach Paulson (1970) für die integrierten Profil-Funktionen:

$$\psi_E(\zeta) = 2 \cdot \ln\left[\frac{1+x^2}{2}\right] \quad (2.16)$$

$$\psi_M(\zeta) = 2 \cdot \ln\left[\frac{1+x}{2}\right] + \ln\left[\frac{1+x^2}{2}\right] - 2 \cdot \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (2.17)$$

$$\psi_H(\zeta) = 2 \cdot \ln\left[\frac{1+x^2}{2}\right] \quad (2.18)$$

mit $x = (1 - 16\zeta)^{1/4}$.

Mit der Gleichung (2.8) für die Stabilitätsbedingung $0 < \zeta < 1$ ergibt sich:

$$\psi_E(\zeta) = \psi_M(\zeta) = \psi_H(\zeta) = -5 \frac{z}{L_{MO}} \quad (2.19)$$

und für die Stabilitätsbedingung $\zeta > 1$:

$$\psi_E(\zeta) = \psi_M(\zeta) = \psi_H(\zeta) = -5 \ln \frac{z}{L_{MO}} \quad (2.20)$$

Um die Gleichungen (2.10) bis (2.12) für die drei Unbekannten H , E und u^* lösen zu können, muss die Monin-Obukhov-Länge bekannt sein. Diese hängt aber nach Gleichung (2.5) wiederum selbst von H , E und u^* ab. Dieses Problem lässt sich mit Hilfe einer Iteration lösen. Dazu startet man mit einem beliebig ausgewählten Wert für L_{MO} und berechnet u^* , H und E mit den Gleichungen (2.10) bis (2.12). Diese drei Werte werden in Gleichung (2.5) eingesetzt, um L_{MO} zu berechnen. Mit diesem neuen L_{MO} werden erneut u^* , H und E berechnet, um anschließend wieder L_{MO} neu zu berechnen. Dieses Verfahren wird so lange durchgeführt, bis es gegen einen festen Wert für L_{MO} konvergiert. Mit diesem L_{MO} werden dann die endgültigen Werte für u^* , H und E berechnet. Dieses Verfahren konvergiert bereits nach wenigen Durchläufen gegen einen festen Wert für L_{MO} , wie bei Munro (1989) gezeigt wird.

2.1.2 Der Bulk-Ansatz

Über Schnee wird der fühlbare Wärmestrom oft aus Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und relativer Feuchte von einem Messniveau und approximierten meteorologischen Werten für die Oberfläche berechnet. Durch diese Vereinfachung wird der sogenannte Bulk-Ansatz sehr häufig verwendet. Für diesen Ansatz gibt es zwei verschiedene Parametrisierungen, die im Folgenden vorgestellt und mit Bulk-Ansatz I und II bezeichnet werden.

Beim Bulk-Ansatz I werden in den Gleichungen (2.10) bis (2.12) für das untere Niveau Oberflächenwerte für die Temperatur ($\theta_1 = \theta_{Surface}$), die Windgeschwindigkeit ($u_1 = u_{Surface} = 0$) und die spezifische Feuchte eingesetzt ($q_1 = q_{Surface}$). Damit ergeben sich:

$$\bar{q} - \overline{q_{Surface}} = \frac{E}{ku_*\rho_L} \cdot \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0E}}\right) - \psi_E(\zeta) \right] \quad (2.21)$$

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \cdot \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0M}}\right) - \psi_M(\zeta) \right] \quad (2.22)$$

$$\bar{\theta} - \overline{\theta_{Surface}} = \frac{H}{ku_*\rho_L c_p} \cdot \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0H}}\right) - \psi_H(\zeta) \right] \quad (2.23)$$

Ähnlich, wie beim Profil-Ansatz, werden die Gleichungen (2.21) bis (2.23) mit dem oben beschriebenen Iterationsverfahren gelöst, allerdings ist in diesem Fall die Kenntnis der Oberflächenrauigkeitslängen $z_{0E,0M,0H}$ nötig. Deren Werte über Schnee und Eis werden heftig diskutiert. In vielen Studien, wie zum Beispiel bei Liston (1995), sowie Marks und Dozier (1992), wurde für eine schmelzende Oberfläche für alle drei Variablen der gleiche Wert verwendet. Folgt man dagegen Harding (1986) gibt es dafür keinen zwingenden Grund. Im Antarktischen Winter fanden King und Anderson (1994), dass $z_{0E,0H} \gg z_{0M}$, während Andreas (1987) feststellte, dass $z_{0E,0H}$ gewöhnlich kleiner als z_{0M} sind.

Beim Bulk-Ansatz II lässt sich der fühlbare Wärmestrom nach Young und Woo (1997) folgendermaßen berechnen:

$$H = \rho_L c_p C_H \bar{u} \cdot (\bar{\theta} - \overline{\theta_{Surface}}) \quad (2.24)$$

Der Austauschkoeffizient für die Wärme (C_H) soll gleich einem allgemeinen Austauschkoeffizienten unter neutralen Bedingungen sein.

$$C_H = C_{CN} = \frac{k^2}{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2} \quad (2.25)$$

Dieser Austauschkoeffizient wird je nach atmosphärischer Stabilität mit einem Korrekturfaktor versehen, den Price und Dunne (1976) vorstellten.

$$C_{CS} = \frac{C_{CN}}{(1+10R_b)}, \quad \text{für } R_b > 0 \quad (2.26a)$$

$$C_{CU} = C_{CN} \cdot (1-10R_b), \quad \text{für } R_b < 0 \quad (2.26b)$$

Hier sind C_{CS} und C_{CU} die Austauschkoeffizienten für stabile bzw. instabile Bedingungen und R_b ist die Bulk-Richardson-Zahl, die über folgende Formel gegeben ist:

$$R_b = \frac{g \cdot \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v (\Delta \bar{u})^2} \quad (2.27)$$

2.1.3 Der Eddy-Kovarianz-Ansatz

Ein anderer Weg zur Turbulenz wird bei Messungen mit einem Ultraschall-Anemometer (Sonic) über den Eddy-Kovarianz-Ansatz eingeschlagen. Die Idee, die hinter diesem Ansatz steht, ist sehr gut bei Scherer (1994) illustriert. Turbulenz kann man sich als ein chaotisches System unregelmäßiger, wirbelartiger Luftbewegungen, sog. Eddies, vorstellen. Gewöhnlich besteht die Turbulenz aus einer Überlagerung dieser Eddies in den unterschiedlichsten Größen (Stull 1999). Unter der Annahme, dass Temperatur und Feuchte horizontal homogen sind, ist der Energieaustausch nur auf die Vertikalbewegungen zurückzuführen.

Zieht ein idealisierter Eddy an einem Ort vorbei, d.h. er driftet mit der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u} , so werden Luftpakete nach oben und unten bewegt, die eine Fluktuation der vertikalen Windgeschwindigkeit w' verursachen, obwohl der mittlere Vertikalwind \bar{w} Null ist. Besteht ein vertikaler Gradient einer skalaren Größe, so führt dies zu einem Nettofluss dieses Skalars. Der fühlbare Wärmestrom ist damit gegeben durch (Stull, 1999):

$$H = -\rho_L c_p \overline{w' \theta'} \quad (2.28)$$

Für den latenten Wärmestrom ergibt sich:

$$L = \lambda E = -\lambda \rho_L \overline{w' q'} \quad (2.29)$$

Hier werden turbulente Flüsse, die zur Oberfläche hin gerichtet sind, als positiv vereinbart. Auf die Vorteile einer direkten Flussmessung, wie Sensitivität, Genauigkeit und Einfachheit hat Stull (1999) hingewiesen. Bereits Hicks und Martin (1972) kamen zu dem Schluss, dass über Schnee ein Ansatz, der eine direkte Messung verwendet, allen anderen Ansätzen vorzuziehen sei, da diese empirische Abschätzungen, wie zum Beispiel Oberflächenrauigkeit oder die Gleichheit der turbulenten Austauschkoeffizienten beinhalten. Konsequenterweise wurde der Ansatz mit einer direkten Messung sehr populär, um andere Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms zu verifizieren und zu verbessern. Munro (1989) fand über schmelzendem Schnee und Eis eine sehr gute Übereinstimmung zwischen dem Eddy-Kovarianz- und dem Bulk-Ansatz. Obwohl beide Ergebnisse sehr gegensätzlich sind, zeigen sie doch, dass der Ansatz, den fühlbaren Wärmestrom über Eddy-Kovarianz-Messungen zu bestimmen, zur Verbesserung anderer Ansätze verwendet werden kann. Die Schwie-

rigkeiten, die mit diesem Ansatz verbunden sind, resultieren hauptsächlich aus folgenden Anforderungen, wie sie Brutsaert (1982) zusammengefasst hat:

Erstens, müssen die Sensoren eine ausreichend kurze Ansprechzeit haben, um alle wichtigen, zu den Flüssen beitragenden Fluktuationen, schnell genug zu erfassen. Dauert die Reaktion des Sensors zu lange, können die hochfrequenten Fluktuationen nicht gemessen werden und der Fluss wird damit unterschätzt. Vogt (1995) gibt eine kombinierte Formel für die Bandbreite von Eddy-Kovarianz-Messungen an. Einerseits sollte folgende Ungleichung erfüllt sein:

$$\frac{f_{\text{Messung}} \cdot z}{u} \geq 5 \quad (2.30)$$

Die Ungleichung besagt, dass bei einer Messhöhe von $z = 10$ m eine Abtastrate von 20 Hz für Windgeschwindigkeiten bis ca. $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ausreichend ist.

Zweitens muss der Mittelungszeitraum eine gewisse Mindestlänge aufweisen, die nach dem zweiten Teil der kombinierten Formel von Vogt (1995) abgeschätzt werden kann:

$$\frac{f_{\text{Mittelung}} \cdot z}{u} \geq 10^{-3} \quad (2.31)$$

Diese Ungleichung drückt aus, dass bei einer Mittelung über 30 Minuten, was einer Frequenz von $f_{\text{Mittelung}} = 1/1800 \cdot \text{s}^{-1}$ entspricht, und einer Messhöhe von $z = 10$ m Verluste erst ab einer Windgeschwindigkeit von $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ zu erwarten sind.

2.1.4 Der Bowen-Ratio-Ansatz

Beim Bowen-Ratio-Ansatz, oder auch Bowen-Verhältnis genannt, werden fühlbarer und latenter Wärmestrom über deren Verhältnis bestimmt. Dieser Ansatz wurde ursprünglich entwickelt, um die Verdunstung über Wasseroberflächen zu bestimmen. Inzwischen wird sie auch für andere Oberflächentypen verwendet. Dabei wird von der Energiebilanzgleichung einer Schneedecke ausgegangen (Escher-Vetter 1980):

$$R^* + H + B + L + S = 0 \quad (2.32)$$

Die Summe aller Terme muss Null sein, weil die Fläche keine Wärmekapazität besitzt, d.h. ein etwaiger positiver Überschuss aus der Summe der ersten drei Terme steht zum Erwärmen von Schnee auf 0 °C und weiter zum Schmelzen zur Verfügung. Die Gleichung (2.32) lässt sich umformen zu:

$$H + L = -(R^* + B + S) \quad (2.33)$$

Mit dem Bowen-Verhältnis β , das definiert ist als das Verhältnis von fühlbarem zu latentem Wärmestrom (Stull, 1999):

$$\beta = \frac{H}{L} \quad (2.34)$$

folgt aus (2.33):

$$H = -\frac{(R^* + B + S)}{1 + \frac{1}{\beta}} \quad (2.35)$$

Im Falle einer schneefreien Oberfläche kann mit Gleichung (2.35) der fühlbare Wärmestrom berechnet werden, wenn das Bowen-Verhältnis und die Strahlungsbilanz bekannt sind. Der Schmelz- und Gefrierwärmestrom S entfällt bei schneefreien Flächen und der Bodenwärmestrom B kann mit 10% der Strahlungsbilanz abgeschätzt werden.

Bei einer Schneefläche lässt sich der Bodenwärmestrom nicht über die Globalstrahlung abschätzen. Auch messtechnisch sind sowohl der Bodenwärmestrom B , als auch der Schmelz- und Gefrierwärmestrom S nur sehr schwer zu erfassen, so dass bei einer Schneeoberfläche der fühlbare Wärmestrom mit dem Bowen-Ratio-Ansatz nicht bestimmt werden kann.

2.2 Probleme in komplexer Topographie

Die bisher vorgestellten Ansätze zur Berechnung des fühlbaren Wärmestroms wurden ursprünglich für homogene Oberflächen, wie Seen oder Ebenen entwickelt. In einem Untersuchungsgebiet, wie dem Kärkevage sind nun alles andere als homogene Bedingungen gegeben. In einem solchen komplexen Gelände treten verschiedene Effekte auf, die Probleme bei der Bestimmung des fühlba-

ren Wärmestroms bereiten. Diese Probleme lassen sich zwar getrennt diskutieren, in der Natur treten sie aber gemeinsam auf und überlagern sich. Dadurch erschwert sich die Interpretation der Messungen.

2.2.1 Richtungen an geneigten Flächen

Bei der Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms über einer schneebedeckten Ebene wird angenommen, dass die Temperatur horizontal geschichtet ist, der Energieaustausch einzig entlang der z -Achse erfolgt, wie es in Abb. 2.1a skizziert ist, und keine advektiven Prozesse stattfinden. Beschränkt man sich bei diesen Betrachtungen auf eine sehr stabile bzw. stabile Schichtung in den unteren Metern der bodennahen Grenzschicht, die typisch für schneebedeckte Flächen ist, so ist der Temperaturunterschied durch die Potentialdifferenz vernachlässigbar klein, d.h.

$$T(z_2) - T(z_1) \gg (z_2 - z_1) \cdot \Gamma \quad (2.36)$$

Dabei ist Γ der vertikale Temperaturgradient ($1.0 \cdot 10^{-2} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$).

An einem Hang lassen sich verschiedene Szenarien einer Temperaturschichtung vorstellen:

Möglich wäre eine hangparallele Temperaturschichtung, wie in Abb. 2.1b skizziert. Driftet nun ein Eddy hangparallel vorbei, so würden in diesem Fall die hangnormalen Fluktuationen den Energieaustausch bewerkstelligen. Vorstellbar wäre auch, dass sich zum Beispiel in einer Vertiefung Kaltluft ansammelt, die auch am Hang zu einer horizontalen Temperaturschichtung führt (Abb. 2.1c). In diesem Fall wären es wieder die vertikalen Komponenten des hangparallel driftenden Eddys, die Energie austauschen. Überlagern sich die beiden zuletzt genannten Möglichkeiten, so kommt es partiell sowohl zu einer horizontalen, als auch hangparallelen Temperaturschichtung. Betrachtet man einen Eddy, der hangparallel nach oben driftet, würden zuerst die vertikalen, später die hangnormalen Komponenten Wärme in Richtung der Schneeoberfläche transportieren. Welche Temperaturschichtung letztendlich vorliegt, lässt sich aus den Daten einer Station nur schwer ableiten. Hierzu wäre eine weitere Station ober- oder unterhalb der ersten notwendig.

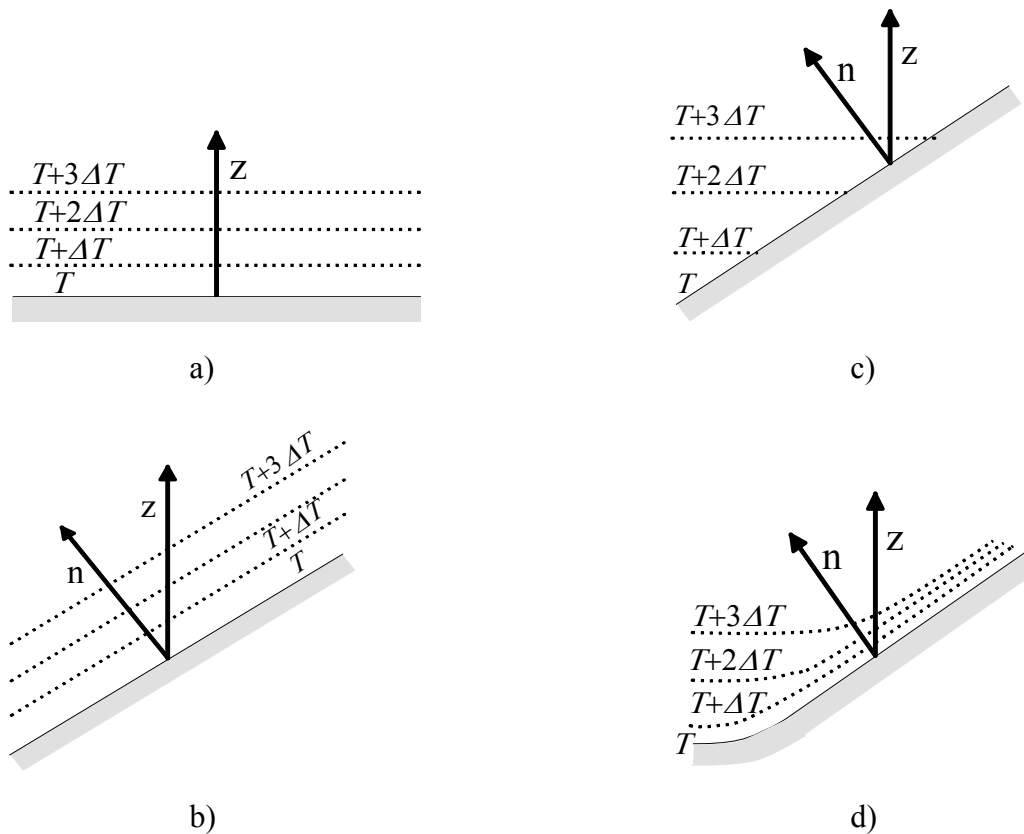


Abb. 2.1: Mögliche Temperaturschichtungen über Schnee in der Ebene und am Hang:
 a) Horizontal über der Ebene
 b) Hangparallel
 c) Horizontal
 d) Horizontal und hangparallel

2.2.2 Kaltluftabflüsse

An Hängen tritt noch ein weiterer Effekt auf, der die Bestimmung des turbulenten Wärmeflusses problematisch macht. In der Nacht kühlt die bodennahe Luftschicht stärker aus als die darüber liegende Luft. Diese kühlere Luft hat eine höhere Dichte als die wärmere und fließt, dem Hanggradienten folgend, hangabwärts. Dadurch entsteht im Windprofil wenige Meter über der Oberfläche ein Geschwindigkeitsmaximum, der sogenannte Kaltluftabfluss, wie in Abb. 2.2 schematisch dargestellt.

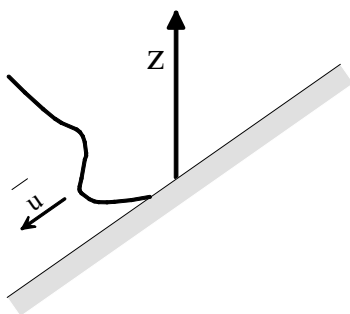


Abb. 2.2: Windgeschwindigkeitsprofil über einer geneigten Schneeoberfläche beim Auftreten eines Kaltluftabflusses.

Die Höhe dieses Geschwindigkeitsmaximums variiert zwischen einigen wenigen (Denby und Greuell, 2000) und einigen zehn Metern (Oerlemans, et al, 1999). Ein solches Windgeschwindigkeitsmaximum verändert die turbulenten Skalierungsansätze in der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie auf zweierlei Arten:

Erstens weist Denby (1999) darauf hin, dass der turbulente Transportterm in der turbulenten kinetischen Energiegleichung nicht vernachlässigt werden kann. So lässt sich nach Denby (1999) die Gleichung der turbulenten kinetischen Energie zweiter Ordnung für eine homogene, eindimensionale Grenzschicht auf einer geneigten Oberfläche, folgendermaßen schreiben:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = MP_E + BP_E - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ c_s \frac{E}{\varepsilon} \left(\overline{uw} \frac{\partial \overline{uw}}{\partial z} + \overline{vw} \frac{\partial \overline{vw}}{\partial z} + \overline{ww} \frac{\partial (E + \overline{ww})}{\partial z} \right) \right\} \quad (2.37)$$

mit
$$MP_E = - \left(\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} + \overline{vw} \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (2.37a)$$

und
$$BP_E = \frac{g}{\Theta_0} (\sin \delta \overline{u\theta} + \cos \delta \overline{v\theta}) \quad (2.37b)$$

Die genaue Herleitung der einzelnen Terme und die Bedeutung der verwendeten Symbole ist bei Denby (1999) nachzulesen. Nach seiner Aussage wird der turbulente Transport in der Höhe des Windgeschwindigkeitsmaximums dominant, da in diesem Bereich die durch Scherung mechanisch produzierte Turbulenz Null ist. Deshalb gelten die Gründe der Ähnlichkeit, die annehmen, dass dieser Term vernachlässigbar ist, hier nicht.

Zweitens geht die Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie von einer Schicht mit konstanten turbulenten Flüssen aus, dem sogenannten *surface layer*, in dem die vertikalen Flüsse um nicht mehr als 10% variieren. Bei einem katabatischen Windgeschwindigkeitsmaximum kann diese Schicht sehr geringmächtig sein (Denby und Greuell, 2000). Sie berichteten, dass das Windgeschwindigkeitsmaximum über Gletschern mit einer Hangneigung von 5° bereits auf einer Höhe von 2 m beobachtet wurde.

Dennoch wurden beim Auftreten von Kaltluftabflüssen die turbulenten Flüsse mit Hilfe der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie bestimmt. In dieser Arbeit wird weniger eine exakte theoretische Beschreibung der turbulenten Flüsse bei katabatischen Winden angestrebt. Vielmehr soll untersucht

werden, welchen Einfluss ein Kaltluftabfluss auf die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms mit dem Profil- oder Bulk-Ansatz hat, bzw. welcher Ansatz unter diesen Bedingungen noch für die Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms geeignet ist.

2.2.3 Variation meteorologischer Variablen im Gelände

Die bisher diskutierten Probleme beschränkten sich allein auf die Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms an einem Ort, für den auch Messungen, wie zum Beispiel der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur vorliegen. Soll aber der fühlbare Wärmestrom an anderen Orten im Interessensgebiet berechnet werden, für die keine Messungen vorliegen, so stellt sich, insbesondere in einem komplexen Gelände, die Frage, wie sich die Variablen, die bei der Berechnung des fühlbaren Wärmestroms eingehen, von einem Ort zu einem anderen Ort im Gelände verändern.

Für die Windgeschwindigkeit spielen zum Beispiel Düsen- und Blockingeffekte eine wichtige Rolle. Ebenso beeinflussen Über- und Umströmeffekte das Windfeld. Für die Berechnung der räumlichen Verteilung der Lufttemperatur ist die Wahl eines geeigneten vertikalen Temperaturgradienten wichtig. Ob man dabei mit einem einzigen vertikalen Temperaturgradienten für das gesamte Untersuchungsgebiet auskommt, oder ob in einzelnen Teilbereichen, bzw. je nach Höhenbereich mit unterschiedlichen Temperaturgradienten gearbeitet werden muss, hängt von der Komplexität des Geländes ab. Weiterhin haben Kaltluftabflüsse und Warmluftadvektionen in der Höhe Einfluss auf die Temperaturverteilung im Gelände. Wie stark sich verschieden temperierte Luftschichten entwickeln können, hängt letztlich auch von der Windgeschwindigkeit ab. Bei höheren Windgeschwindigkeiten werden die Luftschichten besser durchmischt und damit Temperaturunterschiede ausgeglichen. Wird der fühlbare Wärmestrom mit einem Bulk-Ansatz berechnet, so kann in diesem Fall die raumzeitliche Variation der Oberflächentemperatur, sowie der universellen, bzw. den individuellen Rauheitslängen für Impuls, Feuchte und Wärme das Ergebnis beeinflussen.

3 Messungen

In diesem Kapitel soll ein Überblick über die Messungen gegeben werden, die während den Feldkampagnen 1995 und 1998 im Kärkevage durchgeführt wurden. Weiterhin wird skizziert, wie die Daten vorprozessiert wurden und welche meteorologischen Bedingungen während den Messkampagnen vorlagen.

3.1 Die Feldkampagnen 1995 und 1998

Die erste Feldkampagne, die im Rahmen des MOSAIC-Projekts im Kärkevage stattfand, wurde vom 12. Mai bis zum 21. Juni 1995 durchgeführt. Ziel dieser Kampagne war es, die meteorologischen und hydrologischen Bedingungen, die zur Auslösung einer Sulzmure führen, zu erfassen und zu analysieren. In dieser ersten Kampagne wurde eine Station im Talboden des Kärkevage, südöstlich des Kärkerieppe Schwemmfächers (nachfolgend Talstation genannt) und im Kärkerieppe (nachfolgend Karstation genannt) aufgestellt. Da die Talstation leicht und schnell für Kontroll- und Wartungsarbeiten erreichbar war, wurden deshalb dort unter anderem detaillierte Profilmessungen der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur vorgenommen, um zum Beispiel die verschiedenen Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms zu analysieren und zu vergleichen.

Die Karstation wurde errichtet, um möglichst nahe am Auslösegebiet der Sulzströme aus dem Kärkerieppe meteorologische Messungen zur Bestimmung der Energiebilanz der Schneedecke zu erhalten. Solche Sulzströme wurden bereits von A. Rapp (1960) sehr detailliert dokumentiert. 1995 wurde deshalb als Standort für die Karstation die südliche Tiefenlinie des Kärkerieppe gewählt. Wie sich später zeigte, wurden damit Daten nicht nur nahe, sondern genau im Auslösegebiet gemessen, da der Sulzstrom, der am 3. Juni um 19.19 Uhr aus dem Kärkerieppe in das Kärkevage floss, die Station erfasste und zum Umstürzen brachte. Neben dieser Dokumentation wurde das Sulzstromereignis von 1995 weltweit zum ersten mal auf Video und als Diasequenz aufgezeichnet (Gude und Scherer, 1995).

Die zweite Kärkevage-Feldkampagne wurde vom 23. Mai bis zum 12. Juni 1998 durchgeführt. Wie bereits 1995 wurden im Kärkevage die Talstation und im Kärkerieppe die Karstation aufgebaut. Aus den Erfahrungen von 1995 heraus wurde 1998 die Karstation etwas weiter nördlich auf einer Moränenerhebung zwischen der südlichen und nördlichen Tiefenlinie aufgestellt. Im Anschluss an den oben genannten Zeitraum wurden an der Karstation die Messungen in stark reduziertem Umfang bis zum 6. Juli weitergeführt, da die Schneeschmelze bereits eingesetzt hatte und ein

Sulzstromereignis erwartet wurde. Am 19. Juni 1998 konnte erneut ein Sulzstrom beobachtet und dokumentiert werden (Dietrich, 1999; Gude et al., 2000).

In der zweiten Kampagne wurde zusätzlich eine Station im ca. 25° steilen nach Südosten orientierten Hang des Kärkerieppe (nachfolgend Hangstation genannt) installiert. Dieser Standort wurde ausgesucht, um dort Informationen über die Energiebilanz und die Schmelzwasserproduktion zu erhalten. Erste Ergebnisse der Feldkampagne 1995 zeigten nämlich, dass die Wassermenge, die sich im Kärkerieppe in der Schneedecke angesammelt hatte, nicht allein vom Abschmelzen der Schneedecke im Kar stammen konnte. Vielmehr trug die Schmelzwasserproduktion in den steilen, schneebedeckten Hängen des Kärkerieppe signifikant zur Akkumulation von Schmelzwasser im Kar bei.

1998 wurde eine vierte Station auf dem Gipfel des Mt. Vassitjåkko (nachfolgend Topstation genannt) installiert. Die Topstation wurde errichtet, um Messungen in der quasi „freien“ Atmosphäre durchzuführen, d.h. unter Bedingungen, die weniger durch die Topographie beeinflusst sind. Eine schematische Skizzierung der Standorte der Stationen ist in Abb. 1.2 gegeben.

Da die Talstation am besten zu erreichen war, wurden dort auch die meisten Messungen vorgenommen. Die Abb. 3.1 gibt eine Übersicht, welche Variablen an der Talstation gemessen wurden. Die Kar-, Hang- und Topstation waren in beiden Kampagnen annähernd identisch. Die Abb. 3.2 zeigt diese Stationen während der Kampagne 1998. Allerdings waren in der Nähe der Karstation in beiden Jahren zusätzlich Drucksensoren an der Basis der Schneedecke installiert, um den Druck der Wassersäule in der Schneedecke und damit die Höhe der Wassersäule in der Schneedecke zu messen. Aus logistischen Gründen konnte 1995 an der Karstation kein Ultraschall Anemometer betrieben werden. Die Messkonfigurationen an den einzelnen Stationen sind in Tab. 3.1 zusammengefasst. Für die Datenerfassung wurde ein Delta-T, sowie mehrere Campbell CR10, CR10X und 21X Datenlogger verwendet. 1995 wurden sämtliche Größen alle 10 s gemessen, außer dem Ultrasonic-Anemometer und dem Thermocouple, die mit einer Frequenz von 5 Hz betrieben wurden. 1998 lief das Ultrasonic-Anemometer und das Krypton-Hygrometer an der Talstation mit 8 Hz. Alle übrigen Größen wurden alle 30 s gemessen. An der Kar-, Hang- und Topstation wurden die Eddy-Kovarianz-Messungen mit 5 Hz durchgeführt, alle übrigen Größen wurden alle zehn Sekunden gemessen. Bei beiden Kampagnen wurden jede Minute von allen Größen Mittelwerte gespeichert. Zusätzlich wurden bei den schnellen Turbulenzmessungen sämtliche Kovarianzen berechnet und gespeichert. Die Stationen wurden über Solarzellen und Autobatterien mit Strom versorgt. Während 1995 das Eddy-Kovarianz-Messsystem mit der sich verändernden Schneehöhe mitgeführt und damit konstant 1.90 m über der Schneedecke gemessen wurde, war es 1998 fest auf der Spitze der Talstation montiert. Für die Berechnungen und Analysen wurde die relative Höhe der einzelnen Messni-

veaus zur sich verändernden Schneehöhe bestimmt. Dies erfolgte über eine lineare Interpolation der täglich durchgeführten Schneehöhenmessungen in der Nähe der Masten.

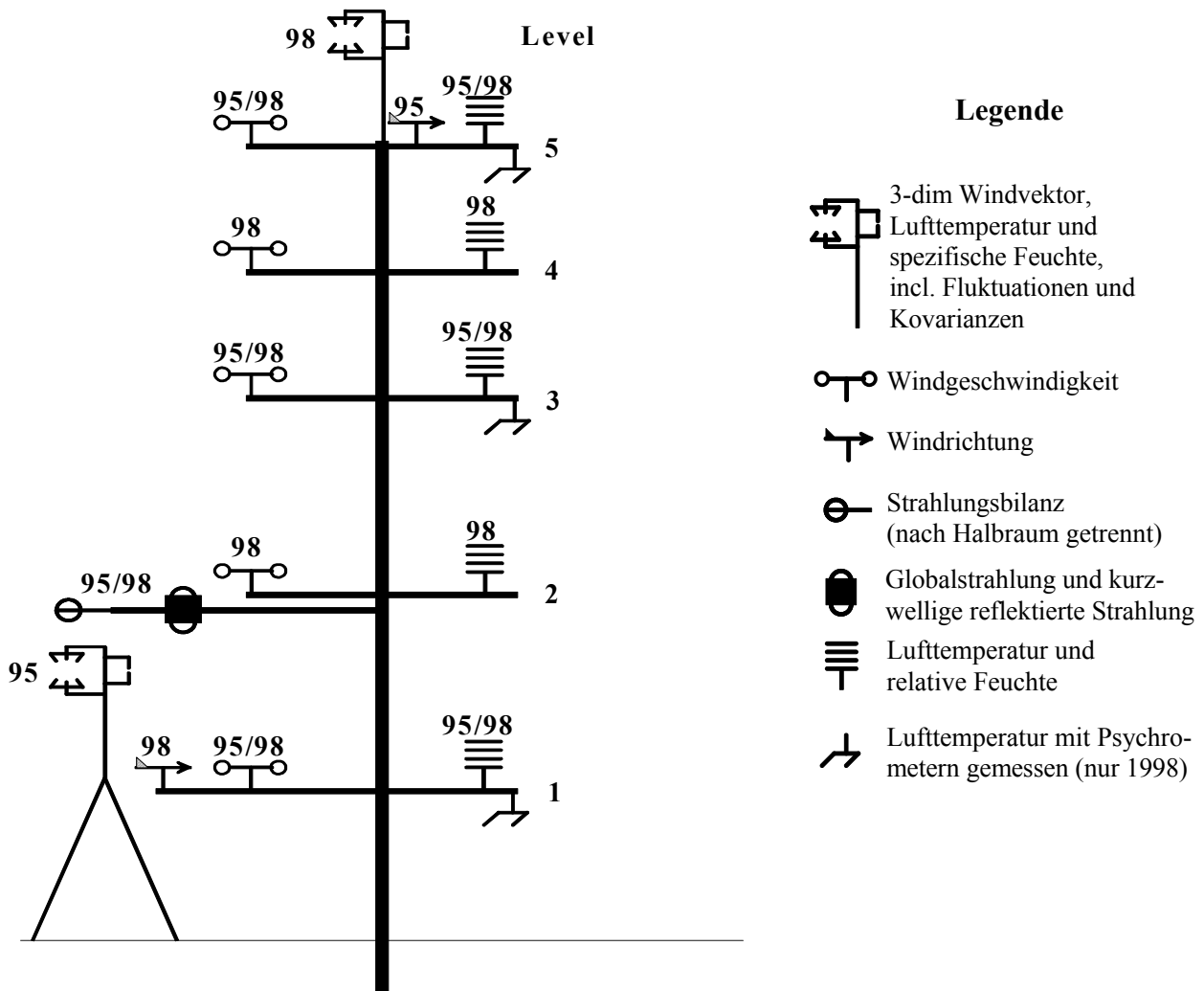


Abb. 3.1: Übersicht über die Messungen 1995 und 1998 an der Talstation.



Abb. 3.2: Die Kar-, Hang- und Topstation während der Feldkampagne 1998.

Tab. 3.1: Konfigurationen der Messstationen während der Kärkevage Feldkampagnen 1995 und 1998.

Station	Jahr	Variable	Instrument	Höhe über Grund (m)
Tal	1995	Kurzwellige Strahlung ↓	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.35
Tal	1995	Kurzwellige Strahlung ↑	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.35
Tal	1995	Gesamtstrahlung ↓	Schenk Pyrradiometer 8111	2.35
Tal	1995	Gesamtstrahlung ↑	Schenk Pyrradiometer 8111	2.35
Tal	1995	Sensortemperatur	Pt100	2.35
Tal	1995	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	2.25
Tal	1995	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	4.22
Tal	1995	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	6.25
Tal	1995	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	2.25
Tal	1995	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	4.22
Tal	1995	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	6.25
Tal	1995	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	2.35
Tal	1995	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	4.32
Tal	1995	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	6.03
Tal	1995	Windrichtung	Schildknecht Anemometer	6.15
Tal	1995	3-dim Windvektor	Gill Ultrasonic Anemometer	1.90*
Tal	1995	Lufttemperatur	Gill Ultrasonic Anemometer	1.90*
Tal	1995	Spezifische Feuchte	Campbell Krypton Hygrometer KH20	1.90*
Tal	1998	Kurzwellige Strahlung ↓	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.10
Tal	1998	Kurzwellige Strahlung ↑	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.10
Tal	1998	Gesamtstrahlung ↓	Schenk Pyrradiometer 8111	2.10
Tal	1998	Gesamtstrahlung ↑	Schenk Pyrradiometer 8111	2.10
Tal	1998	Sensortemperatur	Pt100	2.10
Tal	1998	Lufttemperatur	Psychrometer Eigenbau MCRLab	0.93
Tal	1998	Lufttemperatur	Psychrometer Eigenbau MCRLab	3.42
Tal	1998	Lufttemperatur	Psychrometer Eigenbau MCRLab	5.02
Tal	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	1.16
Tal	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	2.41
Tal	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	3.66
Tal	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	4.46

Station	Jahr	Variable	Instrument	Höhe über Grund (m)
Tal	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	5.26
Tal	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	1.16
Tal	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	2.41
Tal	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	2.41
Tal	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	4.46
Tal	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	5.26
Tal	1998	Windgeschwindigkeit	Vaisala Anemometer WAA15A	1.38
Tal	1998	Windgeschwindigkeit	Vaisala Anemometer WAA15A	2.63
Tal	1998	Windgeschwindigkeit	Vaisala Anemometer WAA15A	3.88
Tal	1998	Windgeschwindigkeit	Vaisala Anemometer WAA15A	4.68
Tal	1998	Windgeschwindigkeit	Vaisala Anemometer WAA15A	5.48
Tal	1998	Windrichtung	Schildknecht Anemometer	1.20
Tal	1998	3-dim Windvektor	Gill Ultrasonic Anemometer	5.85
Tal	1998	Lufttemperatur	Gill Ultrasonic Anemometer	5.85
Tal	1998	Spezifische Feuchte	Campbell Krypton Hygrometer KH20	5.85
Kar	1995	Kurzwellige Strahlung ↓	Schildknecht Pyranometer	3.20
Kar	1995	Kurzwellige Strahlung ↑	Schildknecht Pyranometer	3.20
Kar	1995	Gesamtstrahlung ↓	Schenk Pyrradiometer 8111	3.20
Kar	1995	Gesamtstrahlung ↑	Schenk Pyrradiometer 8111	3.20
Kar	1995	Sensortemperatur	Pt100	3.20
Kar	1995	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	3.18
Kar	1995	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	5.18
Kar	1995	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	3.18
Kar	1995	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	5.18
Kar	1995	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	3.28
Kar	1995	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	5.38
Kar	1995	Windrichtung	Schildknecht Anemometer	6.23
Kar	1995	Wasserdruck (Tiefenlinie)	Jumo Pegelsonde	0.00
Kar	1995	Wasserdruck (Tiefenlinie)	Jumo Pegelsonde	0.00
Kar	1998	Kurzwellige Strahlung ↓	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.10
Kar	1998	Kurzwellige Strahlung ↑	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.10
Kar	1998	Gesamtstrahlung ↓	Schenk Pyrradiometer 8111	2.10

Station	Jahr	Variable	Instrument	Höhe über Grund (m)
Kar	1998	Gesamtstrahlung ↑	Schenk Pyrradiometer 8111	2.10
Kar	1998	Sensortemperatur	Pt100	2.10
Kar	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	1.66
Kar	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	3.66
Kar	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	1.66
Kar	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	3.66
Kar	1998	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	1.75
Kar	1998	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	3.75
Kar	1998	Windrichtung	Schildknecht Anemometer	1.70
Kar	1998	3-dim Windvektor	Gill Ultrasonic Anemometer	4.65
Kar	1998	Lufttemperatur	Gill Ultrasonic Anemometer	4.65
Kar	1998	Wasserdruck (Tiefenlinie)	Jumo Pegelsonde	0.00
Kar	1998	Wasserdruck (Tiefenlinie)	Jumo Pegelsonde	0.00
Kar**	1998	Kurzwellige Strahlung ↓	Pyranometer Schilsknecht	2.10
Kar**	1998	Kurzwellige Strahlung ↑	Pyranometer Schilsknecht	2.10
Kar**	1998	Strahlungsbilanz	Schenk Pyrradiometer 8111	2.10
Kar**	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	2.10
Kar**	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	2.10
Kar**	1998	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	2.10
Kar**	1998	Windrichtung	Schildknecht Anemometer	2.10
Kar**	1998	Wasserdruck (Tiefenlinie)	Jumo Pegelsonde	0.00
Kar**	1998	Wasserdruck (Tiefenlinie)	Jumo Pegelsonde	0.00
Hang	1998	Kurzwellige Strahlung ↓	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.30
Hang	1998	Kurzwellige Strahlung ↑	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.30
Hang	1998	Gesamtstrahlung ↓	Schenk Pyrradiometer 8111	2.30
Hang	1998	Gesamtstrahlung ↑	Schenk Pyrradiometer 8111	2.30
Hang	1998	Sensortemperatur	Pt100	2.30
Hang	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	1.66
Hang	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	3.66
Hang	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	1.66
Hang	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	3.66
Hang	1998	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	1.75

Station	Jahr	Variable	Instrument	Höhe über Grund (m)
Hang	1998	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	3.75
Hang	1998	Windrichtung	Schildknecht Anemometer	1.70
Hang	1998	3-dim Windvektor	Gill Ultrasonic Anemometer	4.65
Hang	1998	Lufttemperatur	Gill Ultrasonic Anemometer	4.65
Top	1998	Kurzwellige Strahlung ↓	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.00
Top	1998	Kurzwellige Strahlung ↑	Kipp & Zonen Pyranometer CM11	2.00
Top	1998	Gesamtstrahlung ↓	Schenk Pyrradiometer 8111	2.00
Top	1998	Gesamtstrahlung ↑	Schenk Pyrradiometer 8111	2.00
Top	1998	Sensortemperatur	Pt100	2.00
Top	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	1.66
Top	1998	Lufttemperatur	Vaisala HMP35A	3.66
Top	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	1.66
Top	1998	Relative Feuchte	Vaisala HMP35A	3.66
Top	1998	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	1.75
Top	1998	Windgeschwindigkeit	Lamprecht Anemometer (Nachbau)	3.75
Top	1998	Windrichtung	Schildknecht Anemometer	1.70
Top	1998	3-dim Windvektor	Gill Ultrasonic Anemometer	4.65
Top	1998	Lufttemperatur	Gill Ultrasonic Anemometer	4.65

*) über Schnee

**) nach Umbau auf reduziertes Messprogramm

3.2 Datenprozessierung

1998 wurden an der Talstation, neben den natürlich belüfteten Vaisala HMP35A Temperatursensoren, auch Psychrometer auf dem untersten, dem mittleren und dem obersten Niveau installiert, um zeitgleich genaue Temperaturdaten zu erfassen. Über einen Ventilator wird die Luft durch die Röhren der Psychrometer gesaugt, um die Sensoren zu belüften. Wegen des hohen Stromverbrauchs der Ventilatoren konnte diese aktive Belüftung nur während zehn Tagen aufrechterhalten werden. Mit den zeitgleichen Temperaturdaten, die einerseits mit den natürlich belüfteten Sensoren des Vaisala-

Gerätes und andererseits mit den künstlich belüfteten PT100-Sensoren des Psychrometers gemessen wurden, war es möglich, ein physikalisch basiertes Korrekturverfahren für natürlich belüftete Temperatursensoren zu entwickeln. Dieses Verfahren, das detailliert im Anhang A3 beschrieben ist, ermöglicht bereits auf der Basis von Minutenwerten die Korrektur von Lufttemperaturdaten, die mit natürlich belüfteten Sensoren gemessen wurden. Zusätzlich werden lediglich die gemessene Windgeschwindigkeit und die nach oben gerichtete, kurzweilige Strahlung benötigt.

1998 wurde mit den Ultrasonic-Anemometern die Schallgeschwindigkeit gemessen. Da die Schallgeschwindigkeit von der Lufttemperatur abhängt, wurde dieser Bezug genutzt, um aus der Schallgeschwindigkeit die Lufttemperatur und ihre Fluktuationen zu berechnen. Die Schallgeschwindigkeit hängt aber auch vom Feuchtegehalt der Luft ab. Da 1998 die Lufttemperatur um die 0 °C variierte und der Wasserdampfpartialdruck gering war, wurde auf eine exakte Berechnungen der Lufttemperatur bei veränderter Schallgeschwindigkeit auf Grund veränderter Luftfeuchtigkeit verzichtet und ein konstanter Sättigungsdampfdruck für 0 °C verwendet.

Alle gemessenen Größen wurden über 30 Minuten gemittelt. Wie diese Mittelung bei korrelierten Größen aussieht, ist im Anhang A1 beschrieben. Bei den Eddy-Kovarianz-Messungen wurden sämtliche Windkomponenten, sowie alle Kovarianzen vom Sonic-Koordinatensystem in das meteorologische Koordinatensystem transformiert. Diese Transformation ist ebenfalls im Anhang, im Abschnitt A2, beschrieben. Abschließend wurden für jede halbe Stunde der Windvektor und die Kovarianzen in die Hauptwindrichtung rotiert, so dass im rotierten Koordinatensystem $\bar{v} = 0$ gilt.

Im Abschnitt 2.1.2. wurde bei der Vorstellung des Bulk-Ansatzes auch die Problematik der unterschiedlichen Rauheitslängen für Feuchte, Impuls und Wärme diskutiert. Da es über die Größenordnungen dieser individuellen Rauheitslängen immer noch starke Diskussionen gibt, wurde bei diesen Untersuchungen eine universelle Rauheitslänge z_0 für Feuchte, Impuls und Wärme verwendet, die aus den Eddy-Kovarianz-Messungen berechnet wurde. Im Falle von neutralen Bedingungen können die $\Psi_{E,M,H}$ -Funktionen vernachlässigt werden. Die universelle Rauheitslänge ergibt sich dann aus Gleichung (2.22) mit:

$$z_0 = \frac{z}{\exp\left(\frac{k \cdot u}{u_*}\right)} \quad (3.1)$$

mit

$$u_* = \sqrt[4]{u'w'^2 + v'w'^2} \quad (3.2)$$

Bei der Berechnung von z_0 wurden folgende Konditionen gewählt: Um neutrale Bedingungen über Schnee zu gewährleisten, sollte $|\zeta| \leq 0.1$ gelten und die Schneehöhe noch mindestens 0.1 m betragen. Weiterhin wurden nur Windgeschwindigkeiten zwischen $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und $7.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ zugelassen. Zusätzlich sollte die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zunehmen, um ein logarithmisch-lineares Windprofil zu gewährleisten. Mit diesen Einschränkungen blieben von der Kampagne 1995 76 Halbstundenwerte übrig, die alle innerhalb der ersten sieben Tage lagen (vgl. Abb. 3.3).

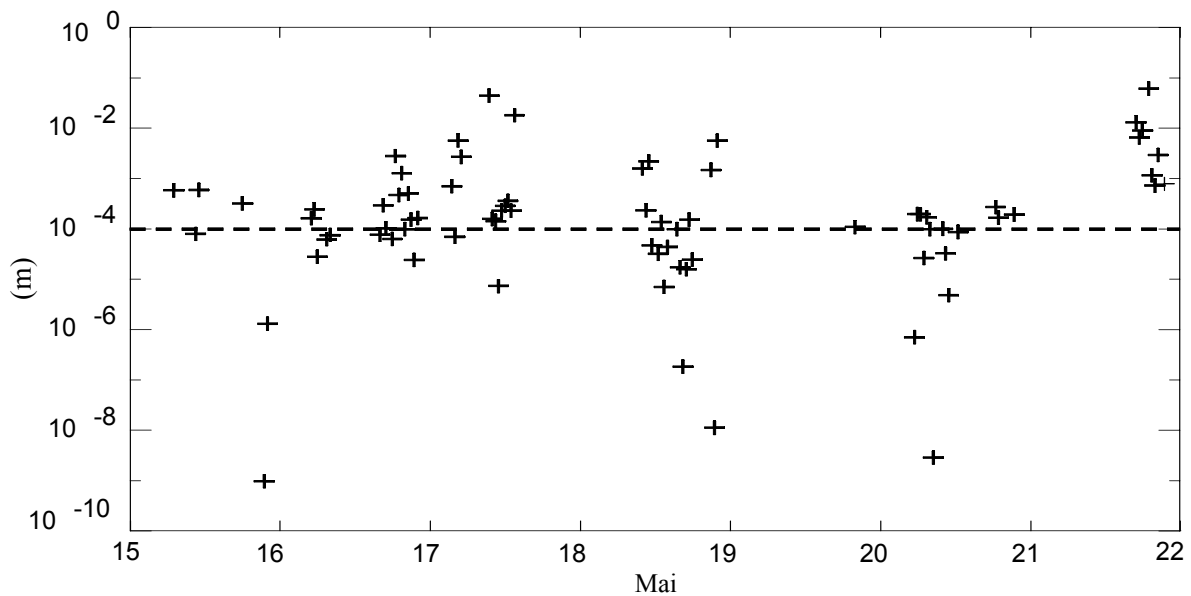


Abb. 3.3: Die universelle Rauheitslänge z_0 , abgeleitet aus 30 Minuten Mittelwerten der Eddy-Kovarianz-Messungen an der Talstation vom 15. bis 22. Mai 1995. Die gestrichelte Linie repräsentiert den Mittelwert von $1.0 \cdot 10^{-4}$ m.

Selbst mit den oben genannten Einschränkungen, variierte z_0 zum Teil immer noch über mehrere Größenordnungen. Als Mittelwert über alle verbliebenen z_0 ergab sich ein Wert von $1.0 \cdot 10^{-4}$ m, der sehr gut mit dem von King (1990) in der Antarktis bestimmten Mittelwert für z_0 von $1.1 \cdot 10^{-4}$ m übereinstimmt. Bei allen Berechnungen des fühlbaren Wärmestroms mit einem Bulk-Ansatz wurde deshalb ein konstanter Wert von $1.0 \cdot 10^{-4}$ m verwendet.

3.3 Meteorologische Bedingungen 1995 und 1998

Die Abbildung 3.4 zeigt die meteorologischen Bedingungen, d.h. Globalstrahlung, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit an der Talstation während der Kampagne 1995. In der ersten Woche der Messungen war es bei frischem bis stürmischem Wind kühl mit Temperaturen unter 0°C . Relativ hohe Temperaturen und geringe Windgeschwindigkeiten charakterisierten das Wetter vom 20. Mai bis zum 8. Juni. In diesem Zeitraum kam es zu einer intensiven Schneeschmelze, die am Abend des 3. Juni zur Auslösung einer Sulzmure führte (Gude und Scherer, 1995). Nach einer Woche (10. bis 17. Juni) mit mäßigen bis frischen Windgeschwindigkeiten und Temperaturen knapp über dem Gefrierpunkt wurde es gegen Ende der Kampagne bei nachlassenden Windgeschwindigkeiten noch einmal relativ warm.

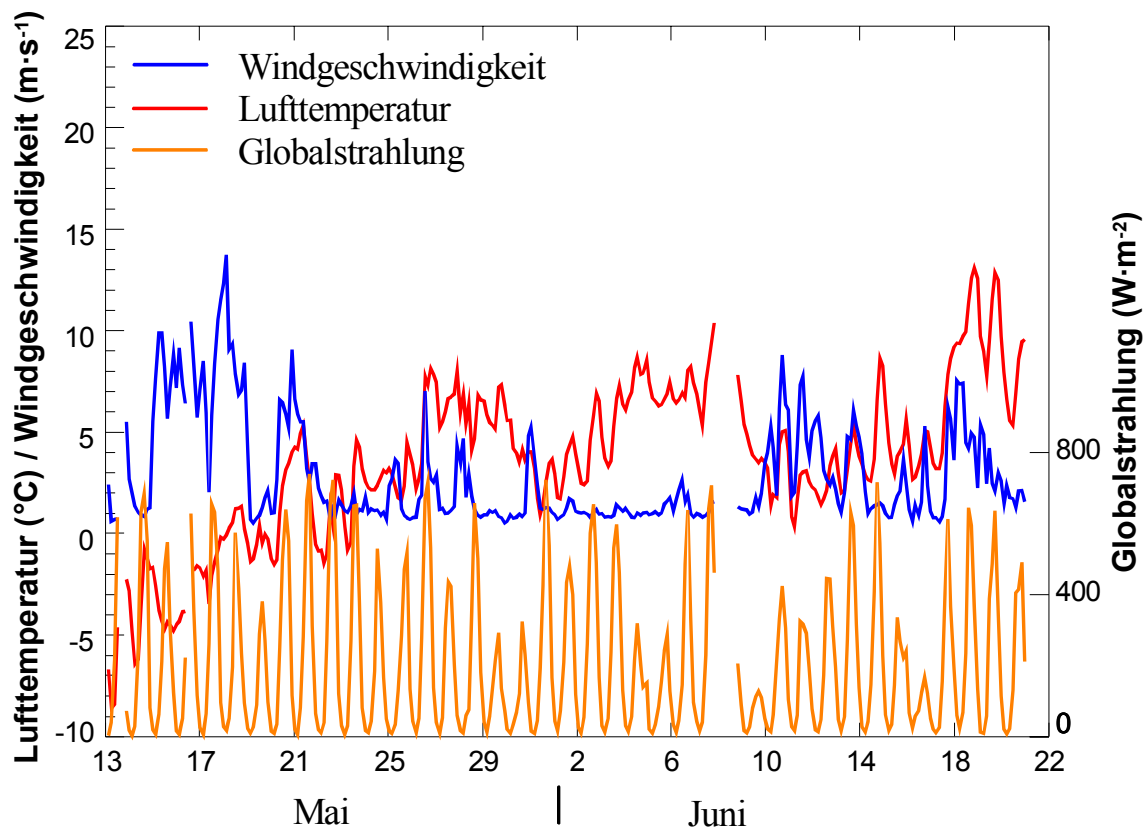


Abb. 3.4: Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Globalstrahlung während der Messkampagne 1995, gemessen an der Talstation. Dargestellt sind Mittelwerte über drei Stunden.

Dagegen gab es 1998, während der Intensivmessphase vom 28. Mai bis 12. Juni, in der alle vier Stationen betrieben wurden, bei relativ kühlen Temperaturen meist mäßigen bis frischen Wind und einen schweren Sturm am 9. Juni (Abb. 3.5), begleitet von Schnee- und Regenfällen. Bei diesen Bedingungen vereisten die meisten Messgeräte, was zusätzlich zu den Unterbrechungen in der Stromversorgung, zu Ausfällen in den Datenreihen führte.

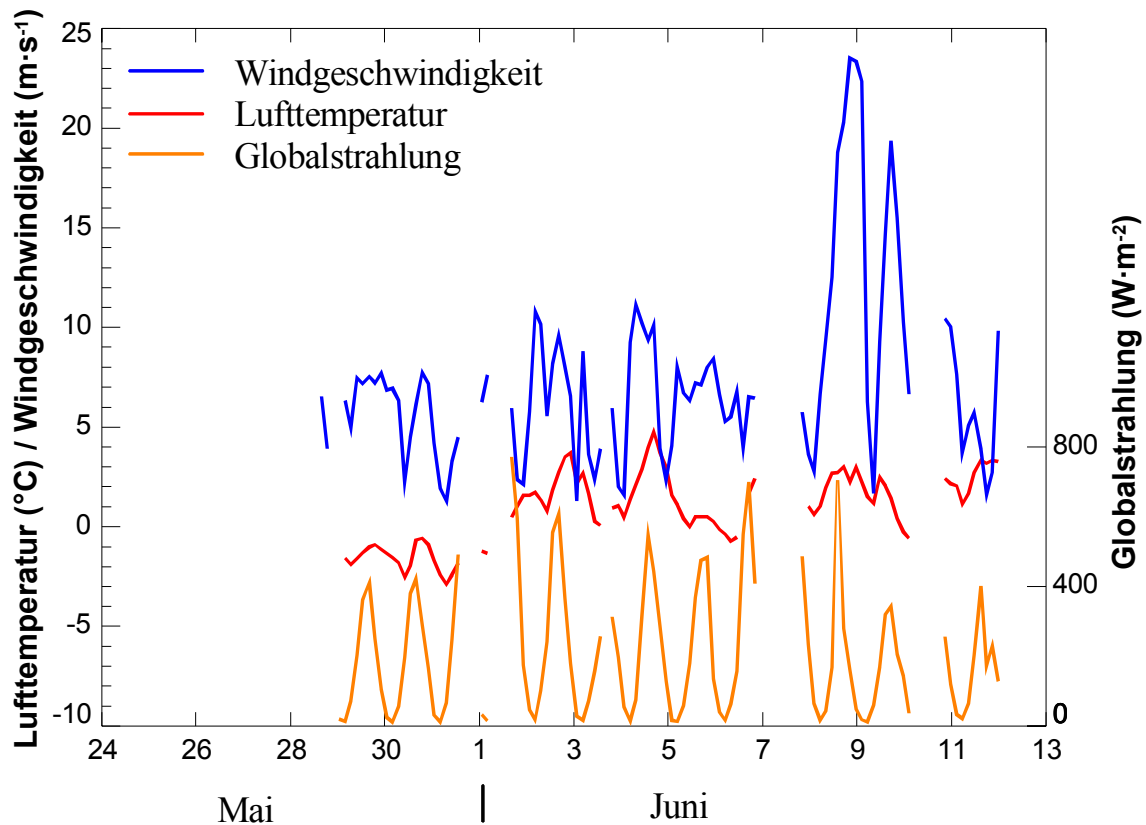


Abb. 3.5: Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Globalstrahlung während der Intensivmessphase 1998, gemessen an der Talstation. Dargestellt sind Mittelwerte über drei Stunden.

Trotz dieser widrigen Wetterbedingungen setzte zumindest an der Talstation die Schneeschmelze ein, da der dortige Messplatz bis zum 12. Juni fast vollständig ausaperte. Wie die Daten, die vom 13. Juni bis zum 6. Juli an der Karstation gemessen wurden, zeigen (Abb. 3.6), beruhigte sich das Wetter und von Mitte Juni bis zum Ende des Monats war es sonnig bei sehr milden Temperaturen und schwachen Winden. Erst in der letzten Woche war es wieder überwiegend bedeckt und kühler.

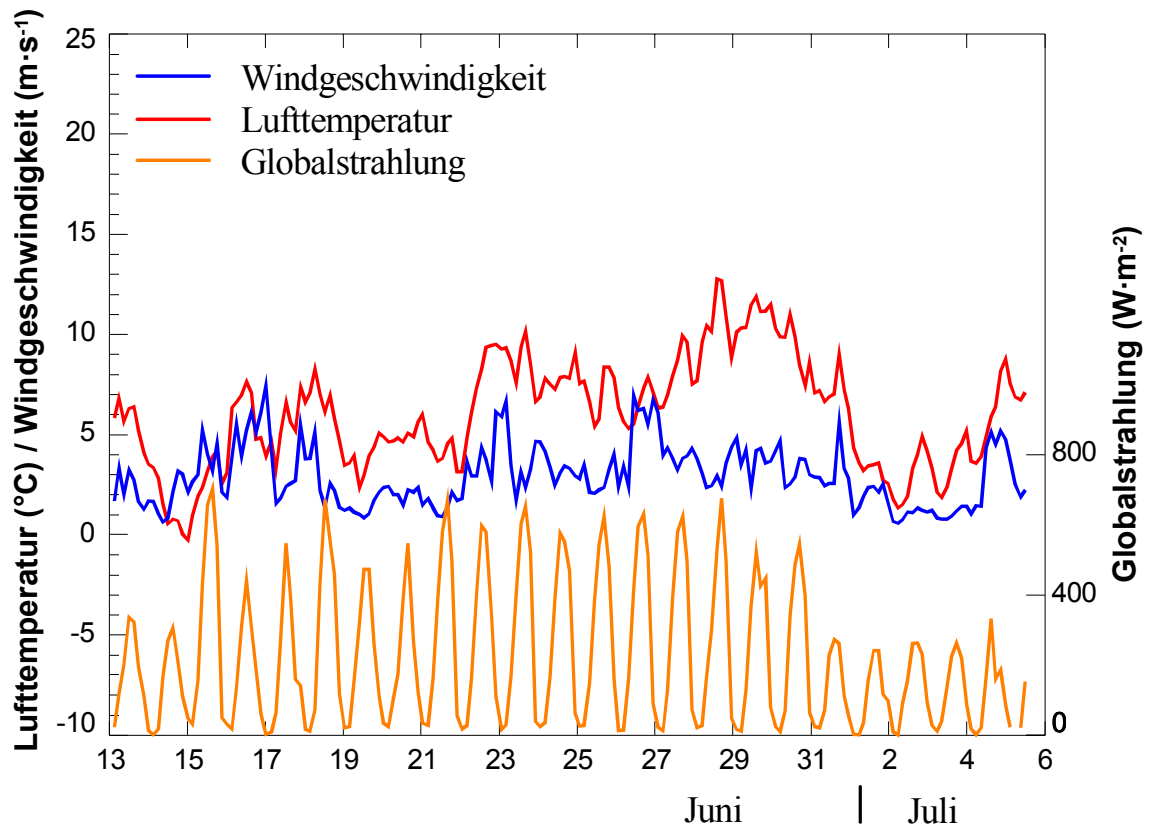


Abb. 3.6: Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Globalstrahlung nach der Intensivmessphase 1998, gemessen an der Karstation. Dargestellt sind Mittelwerte über drei Stunden.

4 Ergebnisse der Feldkampagnen

4.1 Der fühlbare Wärmestrom über einer Ebene

In Kapitel 2 wurden verschiedene Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms vorgestellt. Diese Ansätze werden im folgenden unter „idealen“, „realen“ und „ungünstigen“ Bedingungen miteinander verglichen. Bei „idealen“ Bedingungen sollten weder Windstille, noch zu starker Wind herrschen, nahezu neutrale Bedingungen vorliegen und die Strahlungsfehler bei den Temperaturmessungen möglichst gering sein. Bei „realen“ Bedingungen wurden neben geringen Windgeschwindigkeiten sowohl stabile, als auch instabile Bedingungen zugelassen. Zusätzlich wurden auch Messungen aus Zeiträumen verwendet, in denen Strahlungsfehler bei den Temperaturmessungen vorlagen. Bei „ungünstigen“ Bedingungen wurden Zeiträume gewählt, in denen ein Teil der Messungen außerhalb des *surface layers* erfolgten. Details zu den jeweiligen Bedingungen sind in den folgenden Abschnitten gegeben. Mit den Vergleichen soll analysiert werden, wie sich die verschiedenen Bedingungen auf die Ergebnisse für den fühlbaren Wärmestrom auswirken, bzw. herausgefunden werden, unter welchen meteorologischen Bedingungen die verschiedenen Ansätze angewendet werden können.

4.1.1 "Ideale" Bedingungen

Zuerst wurden Situationen bestimmt, mit „idealen“ Bedingungen für alle Ansätze, d.h. die Hauptfehlerquellen sollten ausgeschlossen werden können, wie zum Beispiel ein gering-mächtiger *surface layer* oder hohe Werte der nach oben gerichteten kurzwelligen Strahlung. Deshalb wurden Daten der Messkampagne 1995 verwendet, da angenommen wurde, dass bei einer konstanten Messhöhe von 1.9 m das Eddy-Kovarianz-Messsystem innerhalb des *surface layers* gemessen hatte.

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms mit beiden Parametrisierungen des Bulk-Ansatzes wurden Daten des mittleren Messniveaus und Oberflächenwerte verwendet. Für die Windgeschwindigkeit an der Oberfläche wurde ein Wert von $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ angenommen. Die Temperatur der Schneeoberfläche wurde aus der nach oben gerichteten, langwelligen Strahlung berechnet, die ihrerseits aus Messungen der Strahlungsbilanz, der kurzwelligen Strahlung und der Sensortemperatur abgeleitet wurde.

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms mit dem Profil-Ansatz wurden die integrierten Gleichungen (2.10) bis (2.12) und Daten des untersten und mittleren Niveaus verwendet, da das Eddy-Kovarianz-Messsystem zwischen diesen beiden Niveaus betrieben wurde.

Für die Vergleiche wurden Zeiträume selektiert, in denen die Windgeschwindigkeit mindestens $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ betrug und die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zunahm, um Situationen mit irregulären linear-logarithmischen Windprofilen auszuschließen. Da in der Kampagne 1995 wiederholt Schneedrift beobachtet wurde, die Messungen, insbesondere des Eddy-Kovarianz-Systems beeinträchtigen könnten, wurde eine maximale Windgeschwindigkeit von $7.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ festgelegt. Weiterhin wurden Zeiträume ausgeschlossen, in der die nach oben gerichtete, kurzweilige Strahlung größer als $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ betrug, um die Strahlungsfehler auf den natürlich belüfteten Temperatursensoren möglichst gering zu halten. Darüber hinaus wurden Lufttemperaturdaten verwendet, die mit der automatischen Fehlererkennungs- und Korrekturmethode (Arck und Scherer, 2001) vorprozessiert wurden, um den wahrscheinlich existierenden Strahlungsfehler weiter zu reduzieren. Zuletzt sollten nahezu neutrale Bedingungen herrschen und damit $|\zeta| \leq 0.1$ gelten. Insgesamt blieben 47 Werte für einen Vergleich übrig.

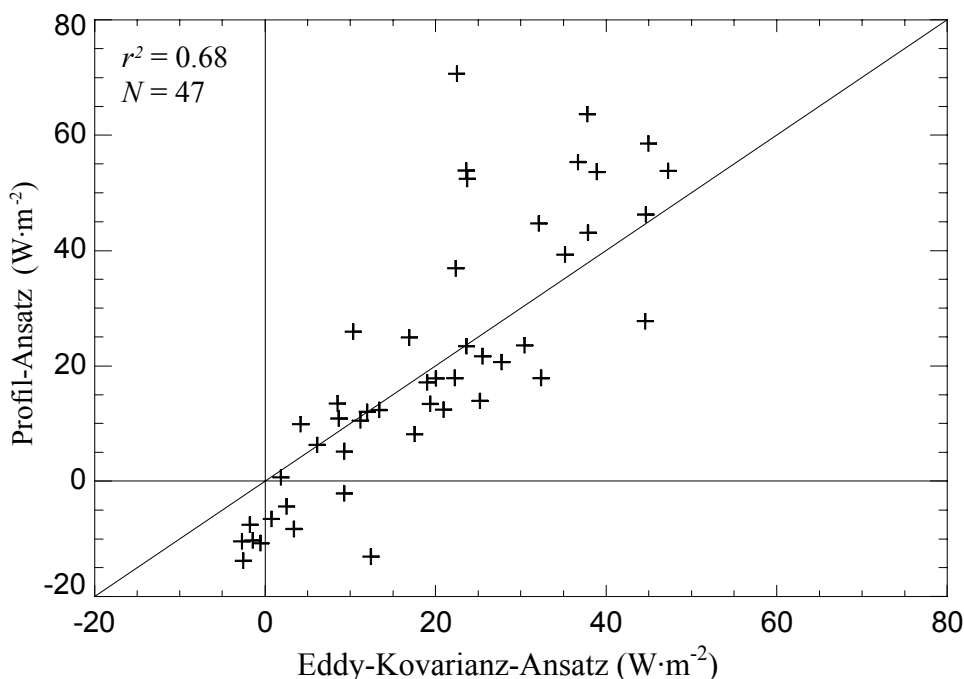


Abb. 4.1: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz mit Daten des untersten und mittleren Niveaus für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.1.

Die Abb. 4.1 zeigt diesen Vergleich des fühlbaren Wärmestroms, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Profil-Ansatz. Die Varianzerklärung (r^2) von 0.68 zeigt, dass für die oben definierten Bedingungen, der Profil-Ansatz glaubwürdige Ergebnisse liefert.

Ein Vergleich des fühlbaren Wärmestroms, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit beiden Parametrisierungen des Bulk-Ansatzes, ist in Abb. 4.2 gegeben. Die hohen Korrelationen bestätigen, dass der sowohl mit Bulk-Ansatz I als auch Bulk-Ansatz II gerechnete, fühlbare Wärmestrom dem direkt gemessenen sehr ähnlich ist. Die Varianzerklärungen beider Bulk-Ansätze ist höher als das r^2 beim Profil-Ansatz und verdeutlicht, dass beide Bulk-Ansätze bessere Ergebnisse lieferten als der Profil-Ansatz.

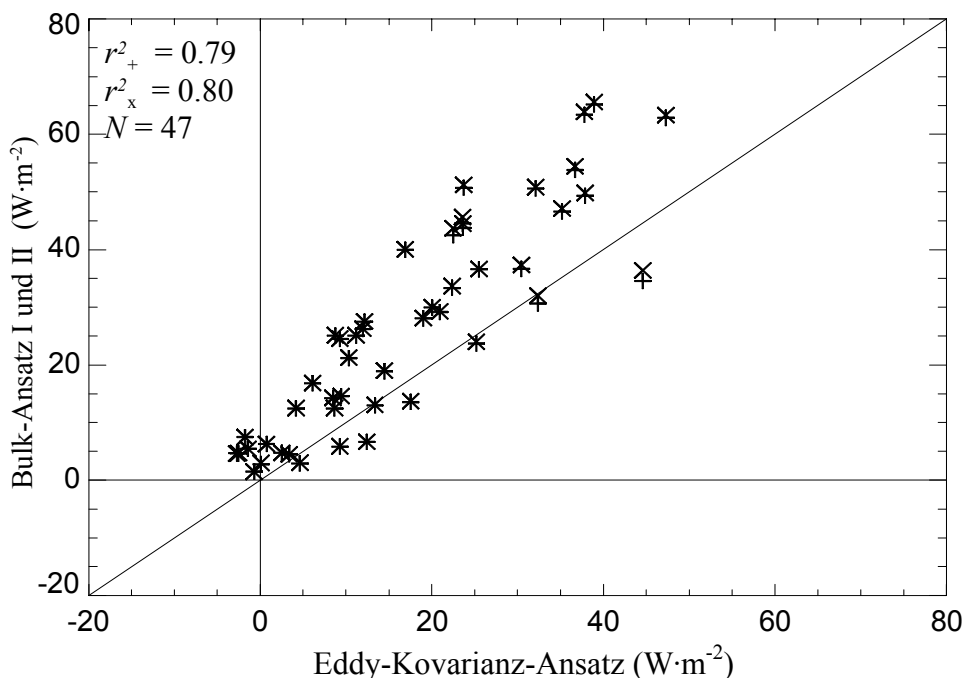


Abb. 4.2: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz I (x) und II (+) für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995. Für die Bulk-Ansätze wurden Daten des mittleren Niveaus und Oberflächenwerte verwendet. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.1.

Ein Vergleich des fühlbaren Wärmestroms, gerechnet mit den beiden Bulk-Ansätzen für die oben ausgewählten Situationen zeigt, dass die Ergebnisse identisch sind, da sich für die Varianzerklärung ein Wert von 1.0 ergab und die mittlere absolute Abweichung zwischen beiden gerechneten, fühlba-

ren Wärmeströmen $0.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ betrug. Welcher Bulk-Ansatz für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms gewählt wird, ist prinzipiell egal. Beim Bulk-Ansatz I muss eine Iteration durchgeführt werden bis ζ gegen einen Wert konvergiert, während dagegen beim Bulk-Ansatz II zusätzlich die Bulk-Richardson-Zahl berechnet werden muss. Im Folgenden wird bei Diskussionen der Ergebnisse für den fühlbaren Wärmestrom, gerechnet mit einem Bulk-Ansatz, immer auf den Bulk-Ansatz II Bezug genommen.

4.1.2 "Reale" Bedingungen

Für weitere Vergleiche wurden Situationen mit realen Bedingungen für alle Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms ausgesucht. Folgende Bedingungen sollten erfüllt sein: die Windgeschwindigkeit sollte vom untersten zum mittleren Niveau zunehmen. Weiterhin sollte die Windgeschwindigkeit zwischen minimal $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und maximal $7.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ variieren. Der Betrag des Stabilitätsindex ζ sollte kleiner als 1 sein. Diesmal wurden keine Einschränkungen für die nach oben gerichtete kurzwellige Strahlung gemacht. Unter diesen Bedingungen wurden Strahlungsfehler bei den natürlich belüfteten Temperatursensoren beobachtet. Die Strahlungsfehler bei Lufttemperaturmessungen waren eng mit hohen Werten der nach oben gerichteten kurzwelligen Strahlung verbunden und besonders groß bei geringen Windgeschwindigkeiten (Arck und Scherer, 2001). Mit dem von Arck und Scherer (2001) entwickelten Verfahren konnten die Strahlungsfehler korrigiert werden. Dadurch war es unter den „Real Case“ Bedingungen möglich, die Auswirkungen der Strahlungsfehler auf die Ergebnisse des fühlbaren Wärmestroms, wenn er mit einem Bulk- oder Profil-Ansatz berechnet wird, zu analysieren. Für den Bulk-Ansatz wurden wieder Daten des mittleren Niveaus und Oberflächenwerte und beim Profil-Ansatz Daten des mittleren und untersten Niveaus verwendet. Die Abb. 4.3 zeigt den Vergleich der fühlbaren Wärme Flüsse, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und gerechnet mit dem Profil-Ansatz, unter Verwendung der nicht korrigierten Temperaturdaten. Insgesamt wurden 192 Werte verglichen: r^2 ergab sich zu 0.27 und die mittlere absolute Abweichung zwischen beiden Wärme flüssen betrug $35.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Der selbe Vergleich, diesmal mit korrigierten Lufttemperaturdaten für den Profil-Ansatz zeigt Abb. 4.4. Diesmal wurden 210 Werte verglichen: r^2 war identisch (0.27) und die mittlere absolute Abweichung zwischen beiden Wärme flüssen war auf $27.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ reduziert.

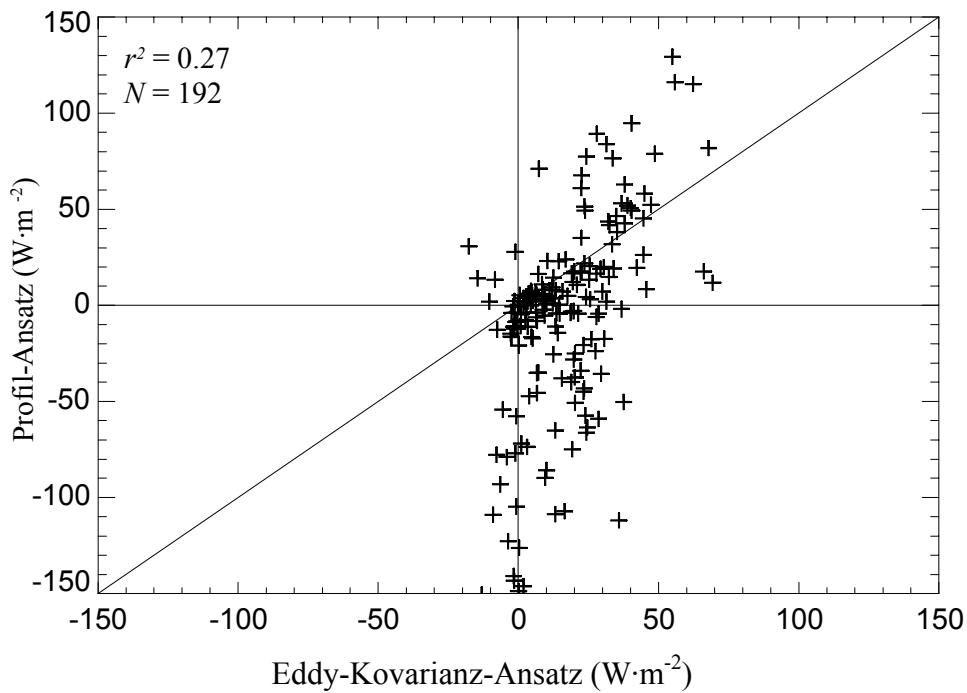


Abb. 4.3: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz mit Daten des untersten und mittleren Niveaus und nicht korrigierten Lufttemperaturdaten für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.2.

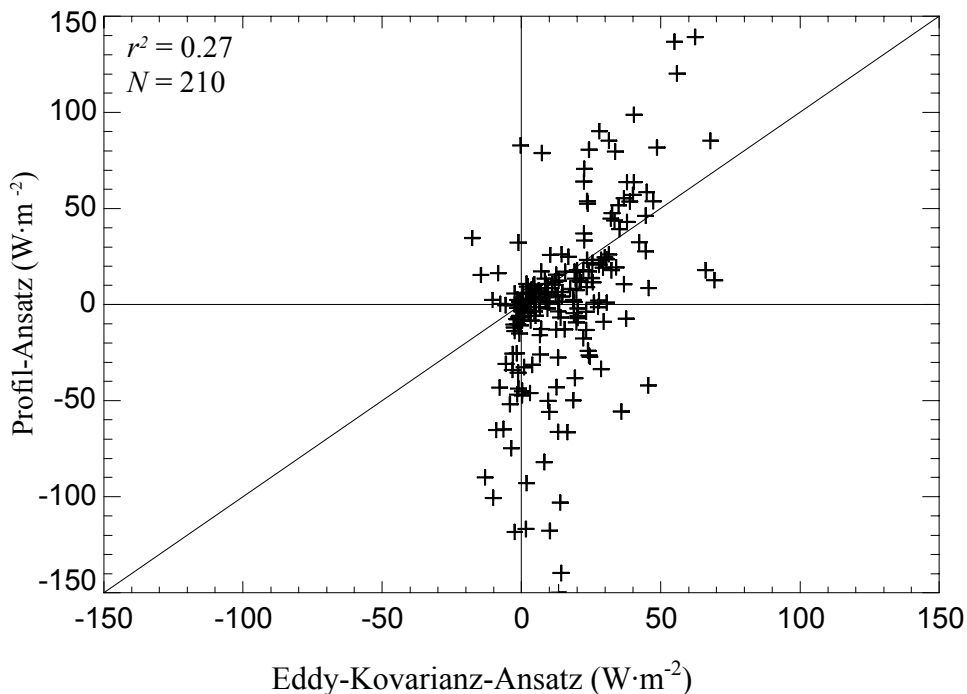


Abb. 4.4: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz mit Daten des untersten und mittleren Niveaus und korrigierten Lufttemperaturdaten für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.2.

In den Abb. 4.3 und 4.4 fallen die stark negativen Werte für den, mit dem Profil-Ansatz gerechneten fühlbaren Wärmestrom auf. Sie resultieren aus den Strahlungsfehlern, die trotz der Anwendung der Korrekturmethode, immer noch auf den Temperaturdaten verbleiben und die Interpretation des fühlbaren Wärmestroms problematisch machen.

Über Schneeoberflächen würde man normalerweise auf Grund der stabilen Bedingungen einen positiven fühlbaren Wärmestrom, der in Richtung der Oberfläche orientiert ist, erwarten. Die Abb. 4.5 zeigt 30 Minuten Mittelwerte des fühlbaren Wärmestroms am 15. Mai 1995, gerechnet mit dem Profil-Ansatz und direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen. Beim Profil-Ansatz wurden die nicht korrigierten Lufttemperaturdaten des untersten und mittleren Niveaus verwendet. Während der Nacht sind beide Flüsse sehr ähnlich. Tagsüber zeigt der berechnete fühlbare Wärmestrom ein anderes Verhalten als der direkt gemessene. Erster erreicht Werte unter $-150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Offensichtlich resultieren die negativen Werte aus instabilen Bedingungen, bei denen die potentielle Temperatur des untersten Niveaus höher ist als die des mittleren Niveaus.

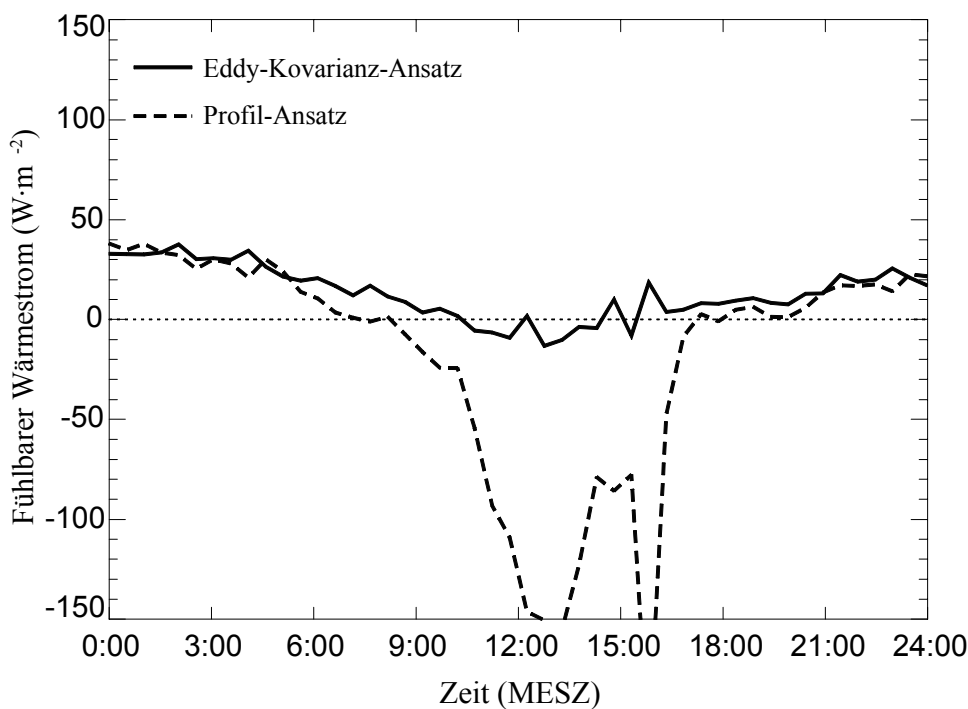


Abb. 4.5: Der fühlbare Wärmestrom (30 Minuten Mittelwerte) am 15. Mai 1995, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und berechnet mit dem Profil-Ansatz mit nicht korrigierten Lufttemperaturdaten des untersten und mittleren Niveaus.

Dieses Muster findet sich auch in den Profilen der potentiellen Temperatur wieder, die in Abb. 4.6 dargestellt sind.

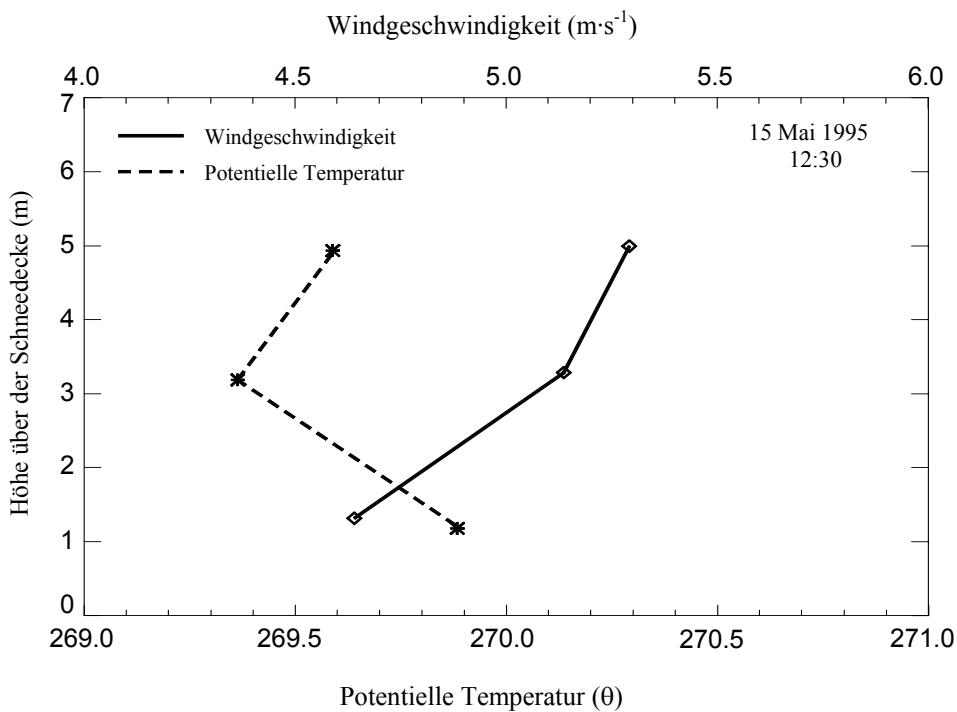
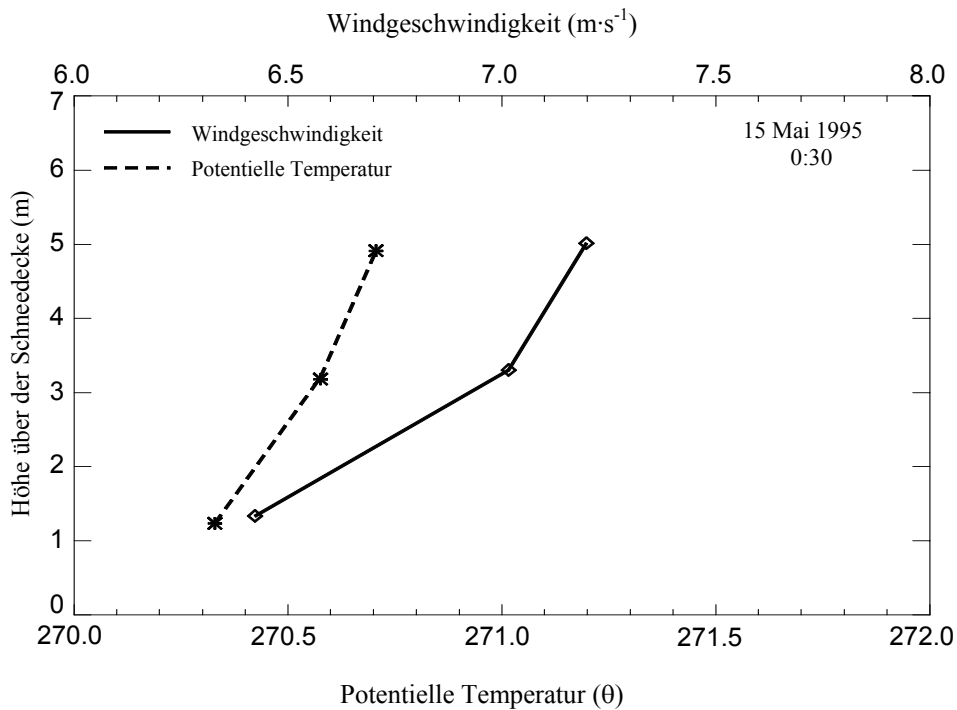


Abb. 4.6: Profile (30 Minuten Mittelwerte) der Windgeschwindigkeit und der potentiellen Temperatur am 15. Mai 1995 um 0:30 Uhr (oben) und 12:30 Uhr (unten).

Im Gegensatz zur Nachtsituation findet man tagsüber zur Mittagszeit ein Temperaturmaximum auf dem untersten Niveau, was auf eine bodennahe warme Luftschicht hinweist, die sich signifikant auf die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms auswirkt. Male und Granger (1978) erwähnen die Existenz einer solchen bodennahen, warmen Luftschicht, die durch die strahlungsbedingte Erwärmung der Luft entstehen soll. Darüber hinaus berichten Halberstam und Schieldge (1978) von instabilen Bedingungen 0.25 m über einer schmelzenden Schneedecke während der Mittagszeit. In einer detaillierten Arbeit (Halberstam und Schieldge, 1981), erklärten sie die beobachtete warme Schicht 0.5 m über Schnee durch ein Zusammenwirken von geringen Windgeschwindigkeiten, starker kurzwelliger Strahlung und der Existenz einer Schneedecke. Durch die solare Einstrahlung sublimiert ein Teil des Schnees in die Atmosphäre. Wegen der hohen Stabilität und der geringen Windgeschwindigkeit diffundiert der Wasserdampf nicht in höhere Schichten, sondern konzentriert sich im unteren Bereich des *surface layers*. Wegen der oberen, trockenen Atmosphäre erreicht ein großer Teil der solaren Strahlung, die normalerweise auf ihrem Weg durch die Atmosphäre durch den Wasserdampf absorbiert wird, den *surface layer*. Die untersten Schichten absorbieren dann sowohl die nach unten als auch die nach oben gerichtete kurzwellige Strahlung, wobei die feuchtere oberflächennahe Atmosphäre am meisten solare Strahlung absorbiert (Halberstam und Schieldge, 1981).

Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass in keiner dieser Arbeiten künstlich belüftet Temperatursensoren eingesetzt wurden (zumindest ist dies nicht erwähnt). Ungeachtet dessen, zeigen die Profile der potentiellen Temperatur während der Feldkampagne 1995 ein ähnliches Muster. In Abb. 4.6 sind die Profile der potentiellen Temperatur und der Windgeschwindigkeit für den 15. Mai 1995 um 0:30 Uhr und um 12:30 Uhr dargestellt. In der Nacht, wenn keine hohen Werte der kurzwelligen Strahlung gemessen wurden, weisen die Profile auf stabile Bedingungen hin. Mittags hingegen wurden instabile Bedingungen beobachtet. Wenn diese warme Schicht ein reales Phänomen wäre, dann müssten die Eddy-Kovarianz-Messungen ebenfalls tagsüber einen starken negativen fühlbaren Wärmestrom zeigen, was aber, wie in Abb. 4.5 zu sehen ist, nicht der Fall ist. Im Gegensatz zu Werten des Profil-Ansatzes, schwanken die Werte des Eddy-Kovarianz-Ansatzes während der Mittagszeit nur geringfügig um Null. Darüber hinaus konnte 1998 unter ähnlichen Bedingungen in den Temperaturdaten der künstlich belüfteten Psychrometer keine solche warme Luftschicht festgestellt werden. Auch bei Plüss (1997), Greuell et al. (1997), Forrer (1999), Oerlemans et al. (1999) und Weber (2000), die ebenfalls über Schnee- bzw. Eisoberflächen Profilmessungen der Lufttemperatur mit ventilierten Sensoren durchgeführt haben, findet sich kein Hinweis auf eine bodennahe warme Luftschicht bei hohen Werten kurzwelliger Strahlung und geringer Windgeschwindigkeit. Deshalb wird die Existenz eines solchen bodennahen Temperaturmaximums ausgeschlos-

sen. Ein solches Phänomen auf der Basis von Temperaturdaten zu konstatieren, die möglicherweise durch die hohe Reflektivität der Schneedecke beeinflusst sind, ist sehr fragwürdig. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der Profil-Ansatz für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms in Zeiträumen mit hohen Werten von nach oben gerichteter kurzweiliger Strahlung ungeeignet ist, wenn die Lufttemperatur mit natürlich belüfteten Sensoren gemessen wurde.

Ein Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und berechnet mit dem Bulk-Ansatz II unter Verwendung der nicht korrigierten Lufttemperaturdaten ist in Abb. 4.7 dargestellt. 212 Werte gingen in diesen Vergleich ein, die Varianzerklärung ergab sich zu 0.54 und die mittlere absolute Abweichung zwischen beiden fühlbaren Wärmeströmen betrug $14.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

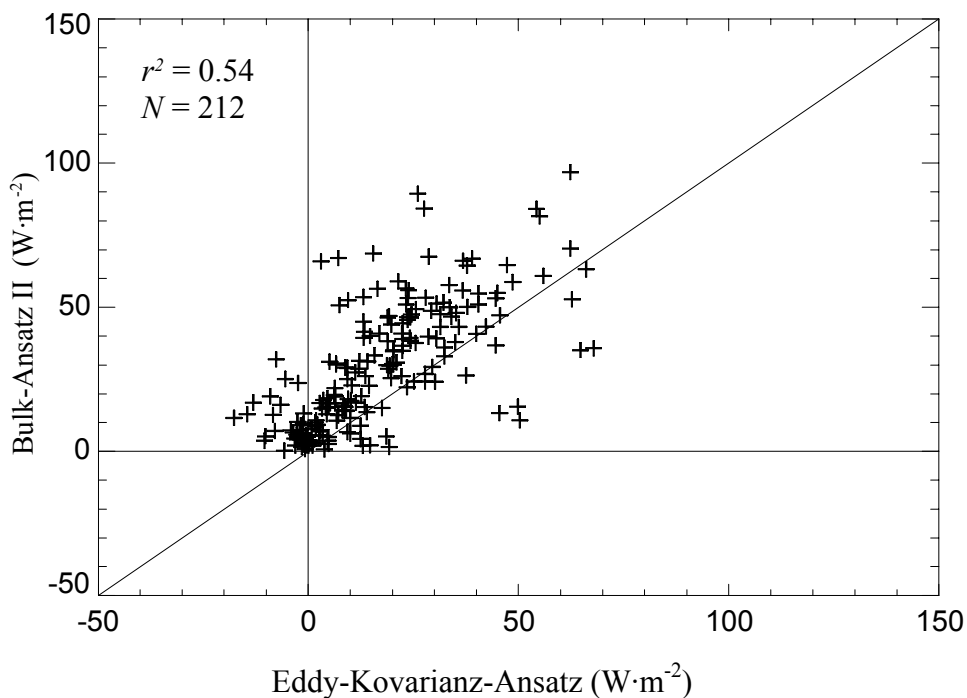


Abb. 4.7: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II mit Daten des mittleren Niveaus und nicht korrigierten Lufttemperaturdaten für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1995. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.2.

Für die „realen“ Bedingungen ergab der Bulk-Ansatz II viel bessere Ergebnisse als der Profil-Ansatz. Das Ergebnis deutet darauf hin, dass der Bulk-Ansatz II weniger sensitiv auf Strahlungsfehler in den Temperaturdaten ist als der Profil-Ansatz und damit in Zeiträumen mit hoher, nach oben

gerichteter Strahlung geeigneter ist als der Profil-Ansatz. Der gleiche Vergleich, diesmal mit korrigierten Lufttemperaturdaten zeigt Abb. 4.8. Wieder gingen 212 Werte in den Vergleich ein. Die Varianzerklärung erhöhte sich auf 0.59 und die mittlere absolute Abweichung zwischen beiden fühlbaren Wärmeströmen reduzierte sich auf $11.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Damit zeigt sich, dass die Ergebnisse mit dem Bulk-Ansatz II verbessert werden, wenn die mit natürlich belüfteten Sensoren gemessenen Lufttemperaturdaten mit der automatischen Fehlererkennungs- und Korrekturmethode vorprozessiert werden.

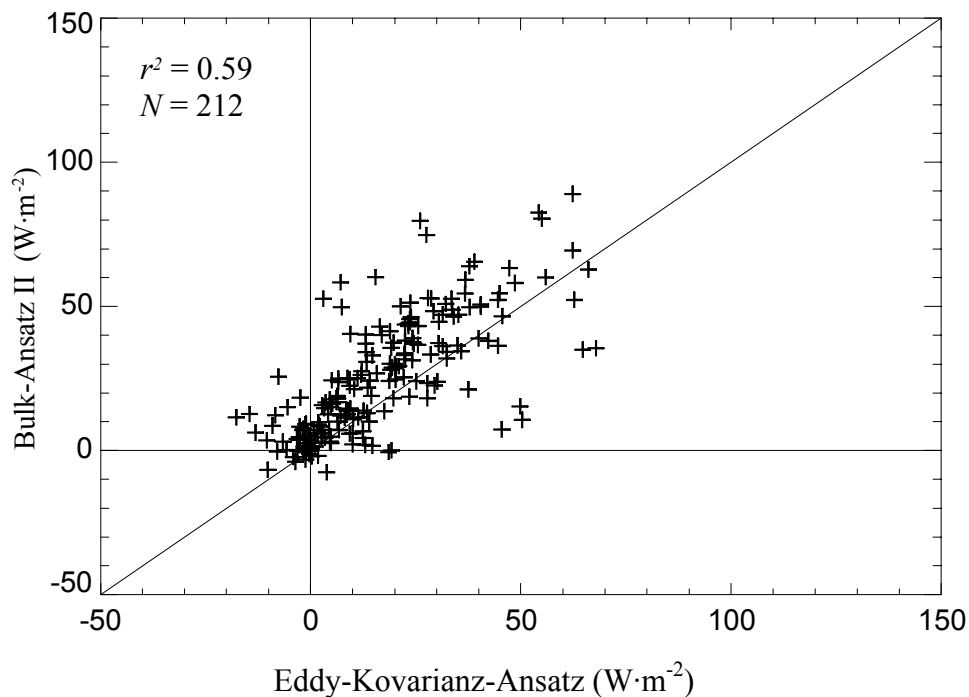


Abb. 4.8: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II mit Daten des mittleren Niveaus und korrigierten Lufttemperaturdaten für ausgewählte Situationen während der Feldkampagne 1995. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.2.

4.1.3 "Ungünstige" Bedingungen

Die vorangegangenen Vergleiche wurden alle unter der Voraussetzung durchgeführt, dass alle Messwerte, die für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms notwendig sind, auch innerhalb des *surface layers* erfasst wurden. Insbesondere die Eddy-Kovarianz-Messungen mussten diese Voraussetzung erfüllen, da alle gerechneten fühlbaren Wärmeströme mit der direkten Referenzmessung verglichen wurden. Während der Feldkampagne 1998 wurde in 91% von insgesamt 479 verfügba-

ren halbstündlichen Windprofilen ein lokales Windgeschwindigkeitsmaximum unterhalb des höchsten Messniveaus beobachtet. Die Eddy-Kovarianz-Messungen wurden 1998 in 5.85 m Höhe über dem Grund und damit 0.37 m über dem höchsten Messniveau der Windprofile durchgeführt. Aus den Daten der Feldkampagne 1998 wurden jetzt Zeiträume herausgesucht, für die folgende Bedingungen gelten sollten: die nach oben gerichtete kurzwellige Strahlung sollte kleiner als $150 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ sein und die Windgeschwindigkeit sollte vom untersten zum mittleren Niveau zunehmen. Zusätzlich sollte die Windgeschwindigkeit auf dem vierten Niveau höher sein als auf dem dritten Niveau, bzw. auf dem fünften Niveau höher sein als auf dem vierten Niveau. Für die verbleibenden Zeiträume wurde der direkt gemessene und der aus dem Bulk-Ansatz II gerechnete fühlbare Wärmestrom verglichen.

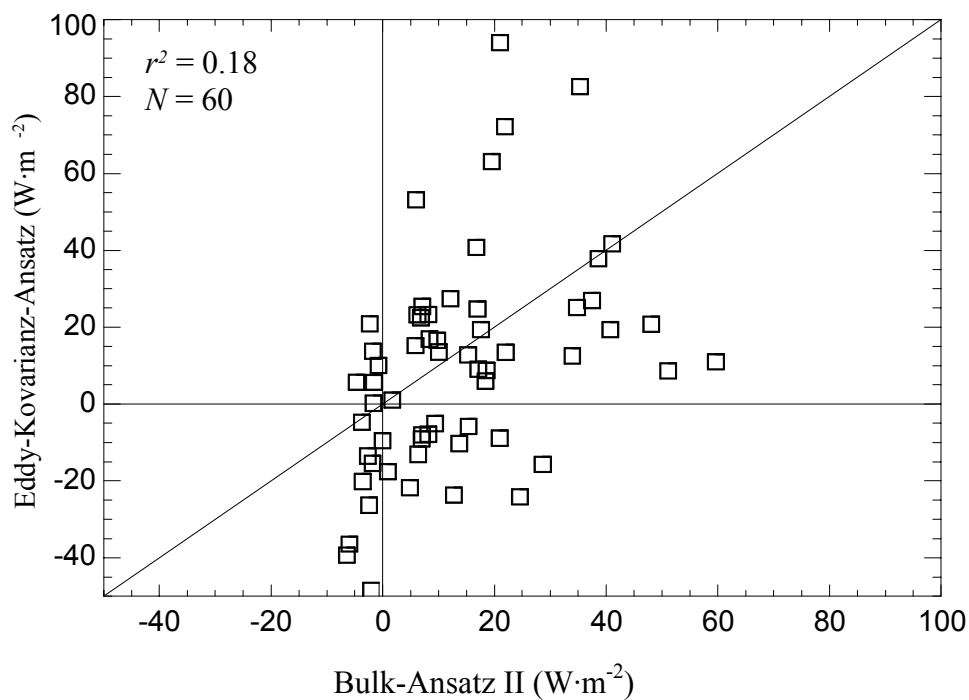


Abb. 4.9: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II mit Daten des untersten Niveaus und korrigierten Lufttemperaturdaten für „ungünstige“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.3.

In die Berechnung gingen Daten des untersten Niveaus, wobei die Lufttemperaturen mit der Korrekturmethode vorprozessiert wurden, sowie gemessene Oberflächentemperaturen ein. Diesmal wurde allerdings, wie in Abb. 4.9 dargestellt, der berechnete fühlbare Wärmestrom als Referenz eingesetzt, da dieser unter den ‚idealen‘ Bedingungen sehr gut mit dem direkt gemessenen fühlba-

ren Wärmestrom korrelierte. Bei 60 Werten, die verglichen wurden, ergab sich r^2 zu 0.18. Die schwache Korrelation verdeutlicht, dass der über dem lokalen Windmaximum gemessene fühlbare Wärmestrom nicht mit dem fühlbaren Wärmestrom zwischen *surface layer* und Schneeoberfläche übereinstimmt. Der direkt gemessene fühlbare Wärmestrom kann in diesem Fall nicht als Referenz zur Verbesserung alternativer Ansätze eingesetzt werden.

Daten, die oberhalb des lokalen Windmaximums gemessen werden sind auch für den Profil-Ansatz nicht verwendbar, da das Windprofil in diesem Bereich von der angenommenen logarithmisch-linearen Form abweicht. Beim Auftreten eines geringmächtigen *surface layers* wird der Einsatz des Profil-Ansatzes problematisch bzw. sogar unmöglich, wenn nur zwei Messniveaus eingerichtet waren und sich das obere außerhalb des *surface layers* befindet.

Um dennoch den fühlbaren Wärmestrom zu berechnen, wenn die Messungen außerhalb des *surface layer* erfolgten verbleibt als letzte Alternative der Bulk-Ansatz. Die Eignung des Bulk-Ansatzes II wurde für die gleichen Zeiträume getestet, die für den obigen Vergleich des Bulk-Ansatzes II mit dem Eddy-Kovarianz-Ansatz ausgewählt wurden.

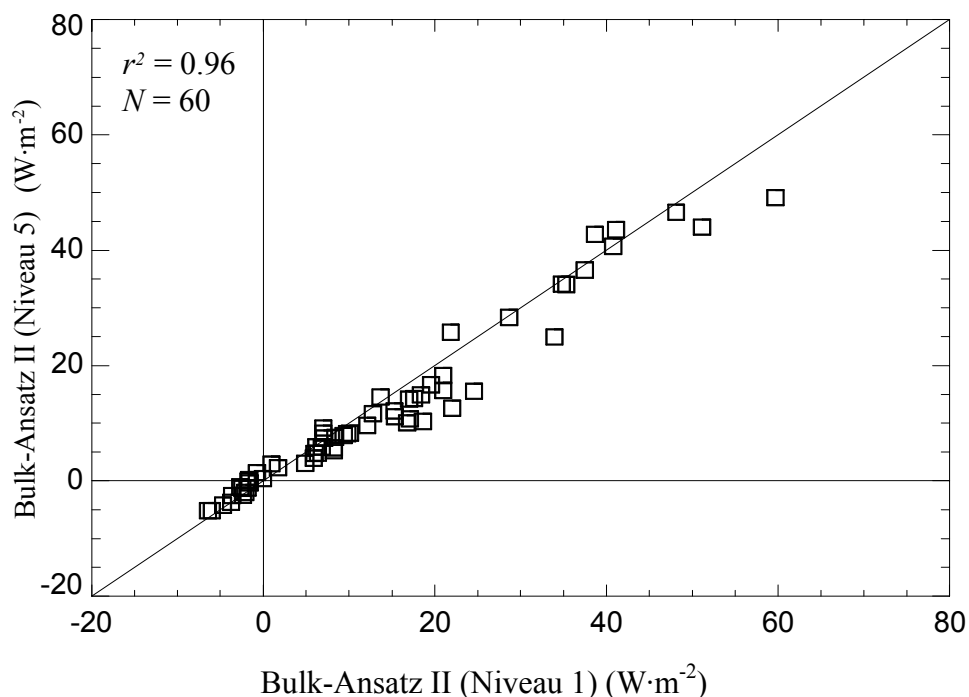


Abb. 4.10: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte), gerechnet mit Bulk-Ansatz II und Daten des untersten und obersten Niveaus und jeweils korrigierten Lufttemperaturdaten für „ungünstige“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998. Details der Auswahlkriterien finden sich im Abschnitt 4.1.3.

Die Abb. 4.10 zeigt einen Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, die mit dem Bulk-Ansatz II mit Daten des untersten bzw. obersten Niveaus und damit unterhalb bzw. oberhalb des Windgeschwindigkeitsmaximums gerechnet wurden. Bei beiden Niveaus wurden die korrigierten Lufttemperaturdaten verwendet. Beide fühlbaren Wärmeströme sind fast identisch, was verdeutlicht, dass der Bulk-Ansatz auch beim Auftreten eines gering-mächtigen *surface layers* brauchbare Ergebnisse liefert.

Für den fühlbaren Wärmestrom oberhalb des Windgeschwindigkeitsmaximums wurden etwas geringere Werte als für den fühlbaren Wärmestrom unterhalb des Windgeschwindigkeitsmaximums berechnet. Zu diesem Ergebnis gelangten auch Denby und Greuell (2000) bei ihren Untersuchungen hinsichtlich der Einsatzmöglichkeiten von Profil- und Bulk-Ansatz zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms beim Auftreten von katabatischen Winden über Gletscheroberflächen.

4.2 Der fühlbare Wärmestrom an geneigten Flächen

Nachdem jetzt bekannt ist, unter welchen meteorologischen Bedingungen die verschiedenen Ansätze zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms in der Ebene einsetzbar sind, stellt sich nun die Frage, wie sich die Hangneigung bei den einzelnen Ansätzen bemerkbar macht. Speziell für die komplexe Topographie des Kärkerieppe ist dieser Punkt von großer Wichtigkeit, da insbesondere aus dem nach Südwest orientierten Hangbereich des Kärkerieppe ein großer Teil des im Kar akkumulierten Schmelzwassers stammt.

Zwei Stationen kamen für diese Untersuchungen in Frage: die Kar- und die Hangstation. Zuerst musste festgestellt werden, wie groß die Hangneigung an diesen beiden Stationen war. Die Hangneigung konnte direkt aus den Winddaten abgeleitet werden. Dazu wurden aus den Eddy-Kovarianz-Messungen an der Kar- und Hangstation aus der u - und v -Komponente die horizontale Windgeschwindigkeit berechnet und gegen die vertikale Windgeschwindigkeit aufgetragen (siehe Abb. 4.11). Entlang den negativsten und positivsten vertikalen Windgeschwindigkeiten lassen sich einhüllende Geraden zwischen der vertikalen und horizontalen Windgeschwindigkeit legen. Diese Geraden repräsentieren die hangparallelen Windgeschwindigkeiten und die Steigung dieser Geraden die Hangneigung φ , d.h.

$$\varphi = \arctan\left(\frac{u_h}{w}\right) \quad (4.1)$$

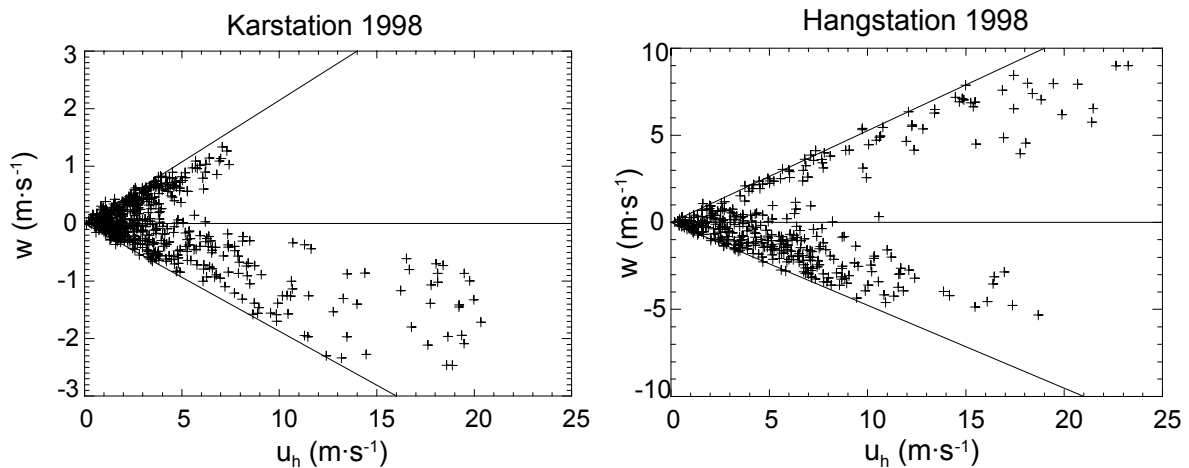


Abb. 4.11: 30 Minuten Mittelwerte der horizontalen (u_h) und vertikalen (w) Windgeschwindigkeiten an der Kar- und Hangstation während der Feldkampagne 1998.

Bei hangauf- und hangabwärtsgerichteten Winden ergaben sich leicht unterschiedliche Steigungen. Da angenommen wurde, dass die Messstationen vertikal ausgerichtet waren, und auch die Hangneigung an den Messstationen homogen waren, wurde der Betrag der Steigung der beiden Richtungen gemittelt und anschließend zur Berechnung der Hangneigung verwendet. Für die Karstation ergab sich damit eine Inklination von 11° und für die Hangstation von 27° .

Mit den jetzt bekannten Inklinationen an der Kar- und Hangstation wurden die vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur und der Windgeschwindigkeit mit dem Kosinus der Inklination in hangnormale Gradienten umgerechnet und anschließend mit dem Profil- und Bulk-Ansatz II der fühlbare Wärmestrom im Hang-Koordinatensystem berechnet.

Vor einem Vergleich der direkt gemessenen und mit Profil- und Bulk-Ansatz II berechneten fühlbaren Wärmeströme, wurde mit den Daten der Eddy-Kovarianz-Messungen an der Karstation folgender Stationaritätstest durchgeführt, der auf Foken und Wichura (1996) zurückgeht und auch von Geissbühler et al. (2000) zur Analyse von vertikalen und hangnormalen Eddy-Kovarianz-Messungen angewandt wurde.

Die Stationarität einer Zeitreihe X lässt sich folgendermaßen beschreiben:

$$\bar{X} = E_w \{X(t)\} = E_w \{X(t + \Delta t)\} \quad (4.2)$$

Dabei ist E_w der Erwartungswert der Variablen X zum Zeitpunkt t und nach einer gewissen Zeitspanne Δt . Die über 30 Minuten gemittelten Kovarianzen $\overline{w'\theta'}^{30\text{min}}$ wurden mit dem arithmetischen

Mittel von sechs 5 Minuten Mittelwerten der Kovarianz $\overline{w'\theta'}$ verglichen. Wenn die Differenz zwischen beiden Kovarianzberechnungen unter $\pm 30\%$ war, d.h.

$$0.7 < \frac{\frac{1}{6} \sum_{k=0}^5 \left(\overline{w'\theta'}^{5\text{min}} \right)_k}{\overline{w'\theta'}^{30\text{min}}} < 1.3, \quad (4.3)$$

so wurde angenommen, dass die Messungen unter stationären Bedingungen erfolgten.

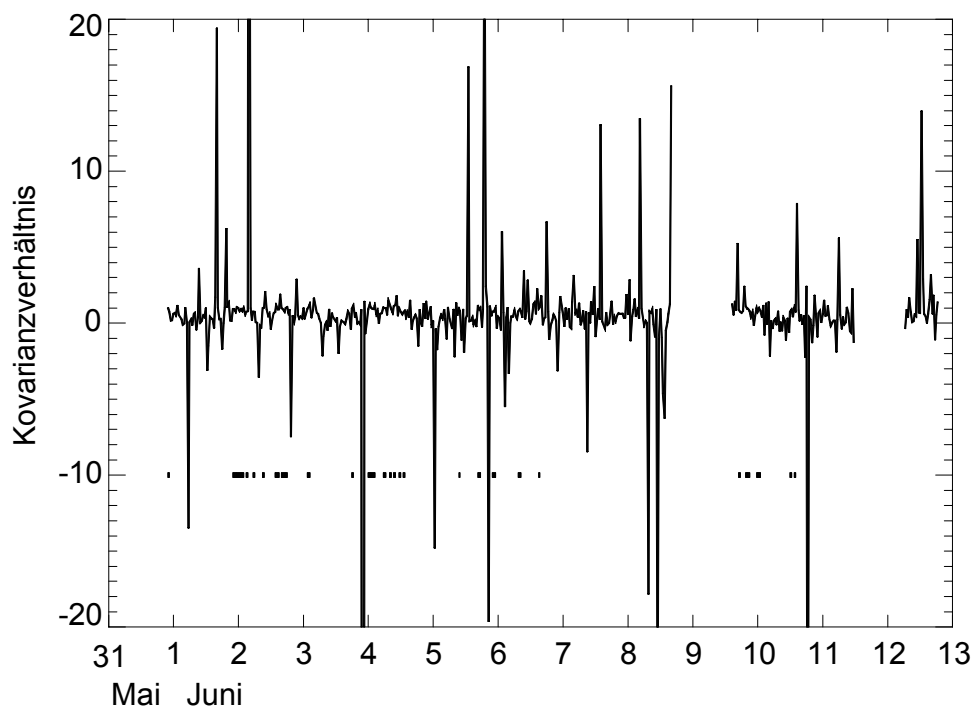


Abb. 4.12: Das Kovarianzverhältnis nach Gleichung (4.3) vom 31. Mai bis 13. Juni 1998 an der Karstation. Die unterbrochene Linie bei -10 markiert die Zeiträume, in denen die Stationaritätsbedingung erfüllt war.

In Abb. 4.12 ist das in Gleichung (4.3) angegebene Verhältnis der beiden gemittelten Kovarianzen, vom 31. Mai bis 13. Juni 1998, an der Karstation dargestellt. Es zeigt deutlich, dass in den meisten Fällen instationäre Bedingungen vorlagen. In nur 22% aller möglichen Fälle war Stationarität gegeben, die oft nur für kurze Zeiträume von einer oder wenigen halben Stunden erfüllt war. Die nachfolgenden Vergleiche der fühlbaren Wärmeströme an der Karstation wurden auf die Zeiträume eingeschränkt, in denen die Stationaritätsbedingung erfüllt war.

4.2.1 Der fühlbare Wärmestrom an der Karstation

Wie beim Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Talstation, sollen auch an der Karstation die fühlbaren Wärmeströme unter unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen verglichen werden. Mit den Vergleichen sollte analysiert werden, unter welchen meteorologischen Bedingungen die verschiedenen Ansätze an der Karstation angewendet werden können.

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms mit beiden Parametrisierungen des Bulk-Ansatzes wurden Daten des oberen Messniveaus und Oberflächenwerte verwendet. Für die Windgeschwindigkeit wurde an der Oberfläche ein Wert von $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ angenommen. Die Temperatur der Schneeoberfläche wurde aus der nach oben gerichteten, langwelligen Strahlung berechnet, die ihrerseits aus Messungen der Strahlungsbilanz, der kurzwelligen Strahlung und der Sensortemperatur abgeleitet wurde.

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms mit dem Profil-Ansatz wurden die integrierten Gleichungen (2.10) bis (2.12) und Daten des unteren und oberen Niveaus verwendet.

Die Daten der Eddy-Kovarianz-Messungen wurden vom Sonic-Koordinatensystem in das meteorologische und weiter in das Hang-Koordinatensystem transformiert.

"Ideale" Bedingungen

Die Abb. 4.13 zeigt einen Vergleich der 30 Minuten Mittelwerte der kurzwelligen Strahlung zwischen der Tal- und der Karstation. An der Karstation wurde zwar eine um durchschnittlich $12.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ geringere Globalstrahlung gemessen als an der Talstation, aber eine um durchschnittlich $12.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ höhere kurzwellige reflektierte Strahlung.

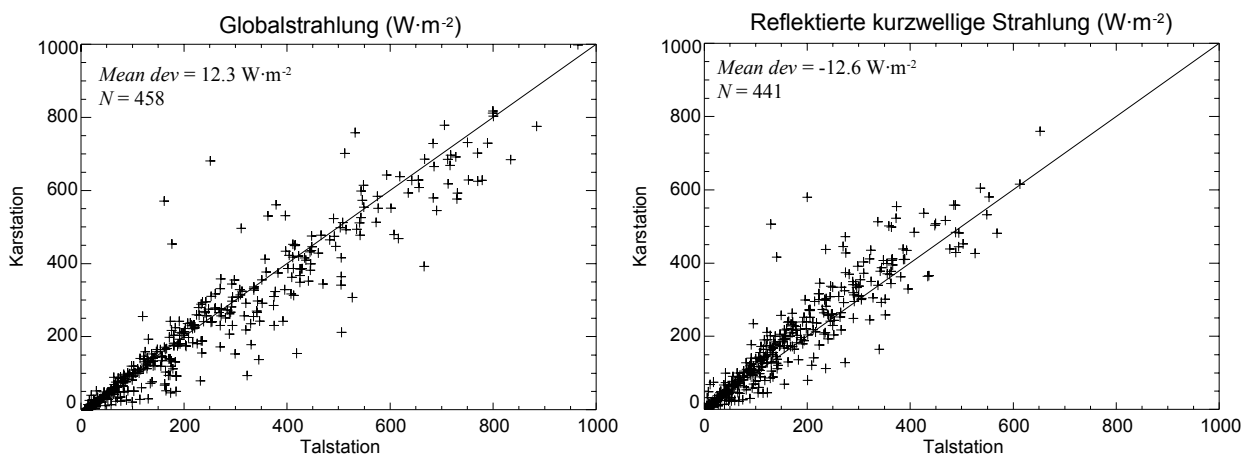


Abb.4.13: Vergleich der 30 Minuten Mittelwerte der Globalstrahlung (links) und der reflektierten kurzwelligen Strahlung (rechts) zwischen Tal- und Karstation, 1998.

Gleichzeitig wurde an der Karstation eine um durchschnittlich $1.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ geringere Windgeschwindigkeit gemessen als an der Talstation. Daher musste davon ausgegangen werden, dass an den natürlich belüfteten Temperatursensoren, die an der Karstation verwendet wurden, ein höherer Strahlungsfehler auftrat als an den natürlich belüfteten Temperatursensoren der Talstation. Deshalb wurde für den Vergleich der fühlbaren Wärmeströme unter „idealen“ Bedingungen eine weitere Einschränkung vorgenommen. Es wurden nur die Zeiträume zugelassen, in denen die reflektierte kurzwellige Strahlung kleiner als $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ war. Ansonsten galten für die Vergleiche der fühlbaren Wärmeströme die gleichen Bedingungen wie an der Talstation, d.h. die Windgeschwindigkeit sollte vom unteren zum oberen Niveau zunehmen, mindestens $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und maximal $7.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ betragen. Weiterhin sollten nahezu neutrale Bedingungen herrschen und damit $|\zeta| \leq 0.1$ betragen.

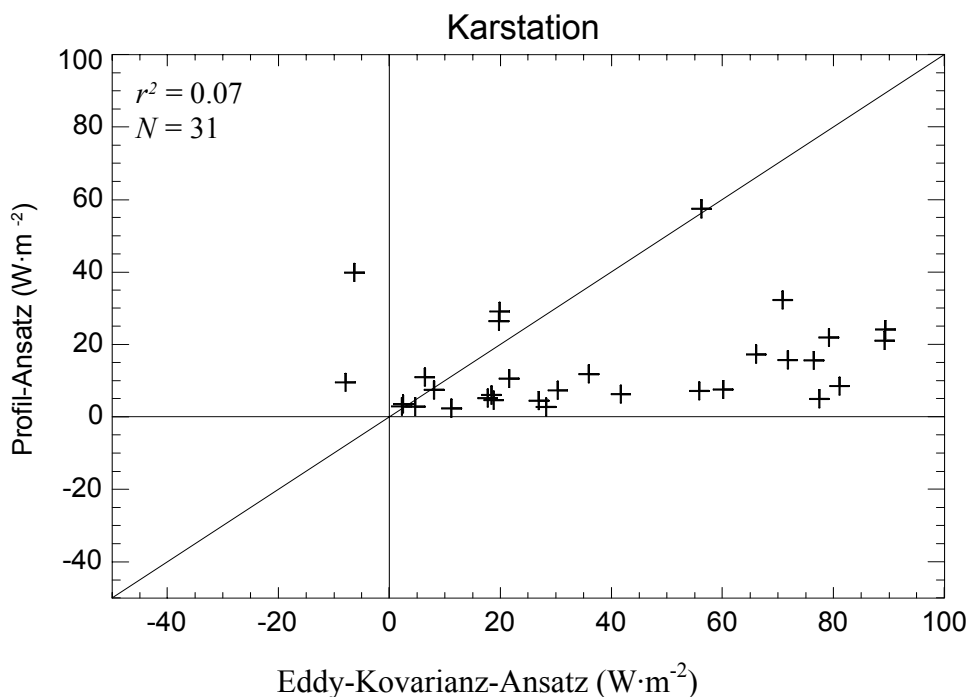


Abb. 4.14: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

Die Abb. 4.14 zeigt den Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Profil-Ansatz. Die Varianzerklärung (r^2) von 0.07 zeigt, dass sich die Ergebnisse der beiden Ansätze erheblich voneinander unterscheiden. Direkt gemessen ergeben sich für den fühlbaren Wärmestrom deutlich höhere Werte als bei der Berechnung mit dem Profil-Ansatz.

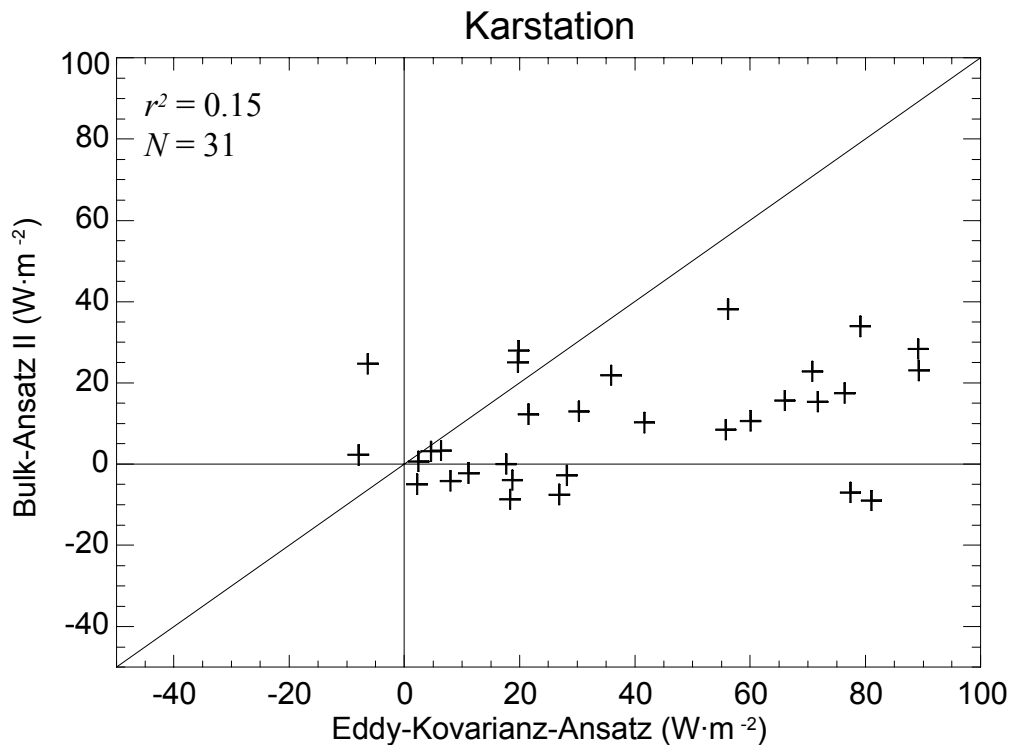


Abb. 4.15: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

In Abb. 4.15 ist der Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Bulk-Ansatz II dargestellt. Die Varianzerklärung (r^2) von 0.15 ist höher als beim Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Profil-Ansatz, aber immer noch gering und zeigt, dass sich die Ergebnisse der beiden Ansätze erheblich voneinander unterscheiden. Direkt gemessen ergeben sich für den fühlbaren Wärmestrom höhere Werte als bei der Berechnung mit dem Bulk-Ansatz II.

Da sich in beiden Vergleichen für den direkt gemessenen fühlbaren Wärmestrom deutlich höhere Werte als für den jeweils anderen Ansatz ergaben, wurden jetzt die fühlbaren Wärmeströme, berechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz miteinander verglichen, um herauszufinden, ob in der Überschätzung des direkt gemessenen fühlbaren Wärmestroms eine Systematik lag.

Die Abb. 4.16 zeigt diesen Vergleich des fühlbaren Wärmestroms, berechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz. Die Varianzerklärung (r^2) von 0.68 zeigt, dass für die oben definierten Bedingungen, der Bulk-Ansatz II und der Profil-Ansatz ähnliche Ergebnisse liefern. Scheinbar wird bei der direkten und ins Hangkoordinatensystem transformierten Messung der fühlbare Wärmestrom für „ideale“ Bedingungen systematisch überschätzt.

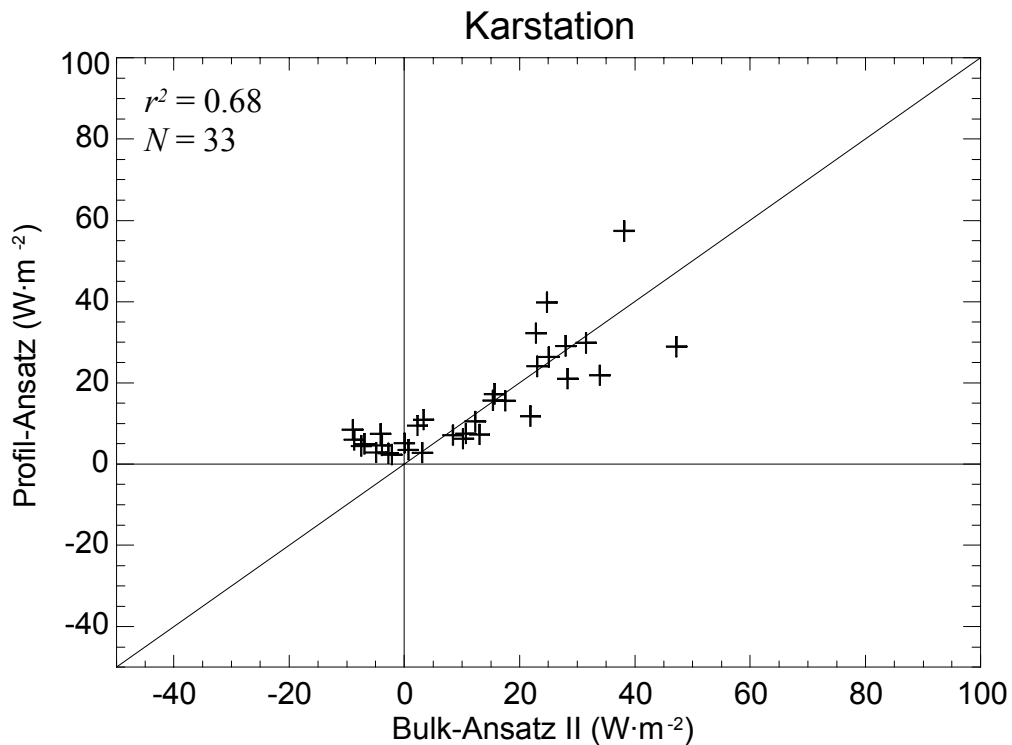


Abb. 4.16: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Karstation, gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

"Reale" Bedingungen

Folgende Bedingungen sollten erfüllt sein: die Windgeschwindigkeit sollte vom unteren zum oberen Niveau zunehmen. Weiterhin sollte die Windgeschwindigkeit zwischen minimal $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und maximal $7.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ variieren. Der Betrag des Stabilitätsindex ζ sollte kleiner als 1 sein. Diesmal wurden keine Einschränkungen für die nach oben gerichtete, kurzweilige Strahlung gemacht.

Die Abb. 4.17 zeigt den Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Profil-Ansatz. Die Varianzerklärung (r^2) von 0.21 zeigt, dass sich die Ergebnisse der beiden Ansätze deutlich voneinander unterscheiden. Direkt gemessen ergeben sich für den fühlbaren Wärmestrom deutlich höhere Werte als bei der Berechnung mit dem Profil-Ansatz.

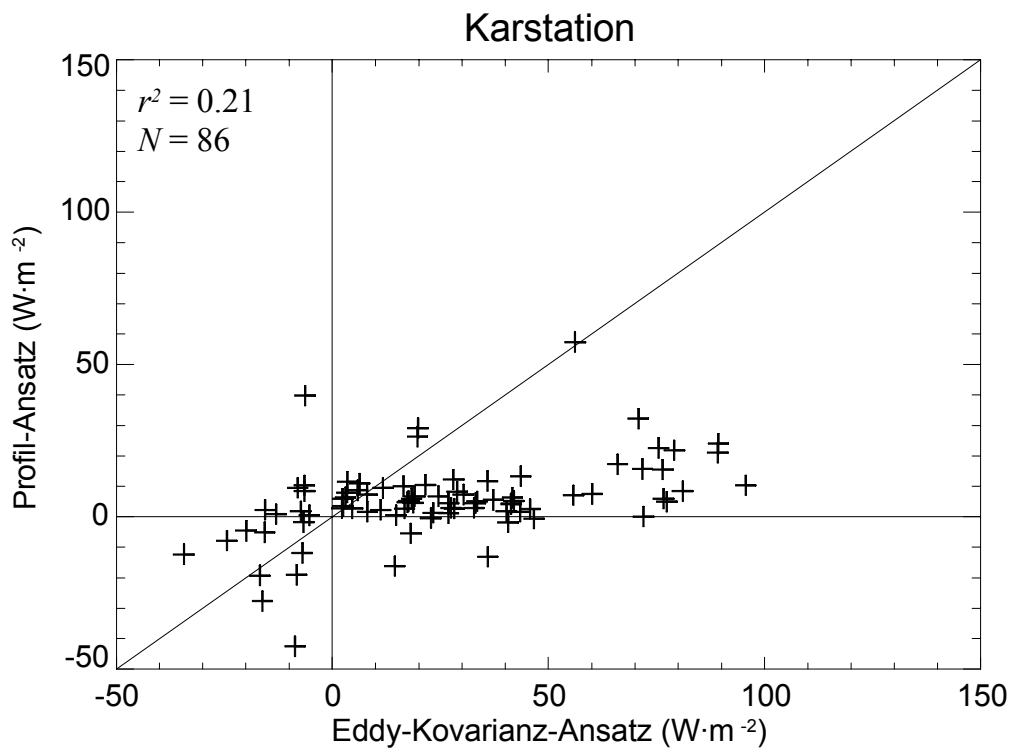


Abb. 4.17: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

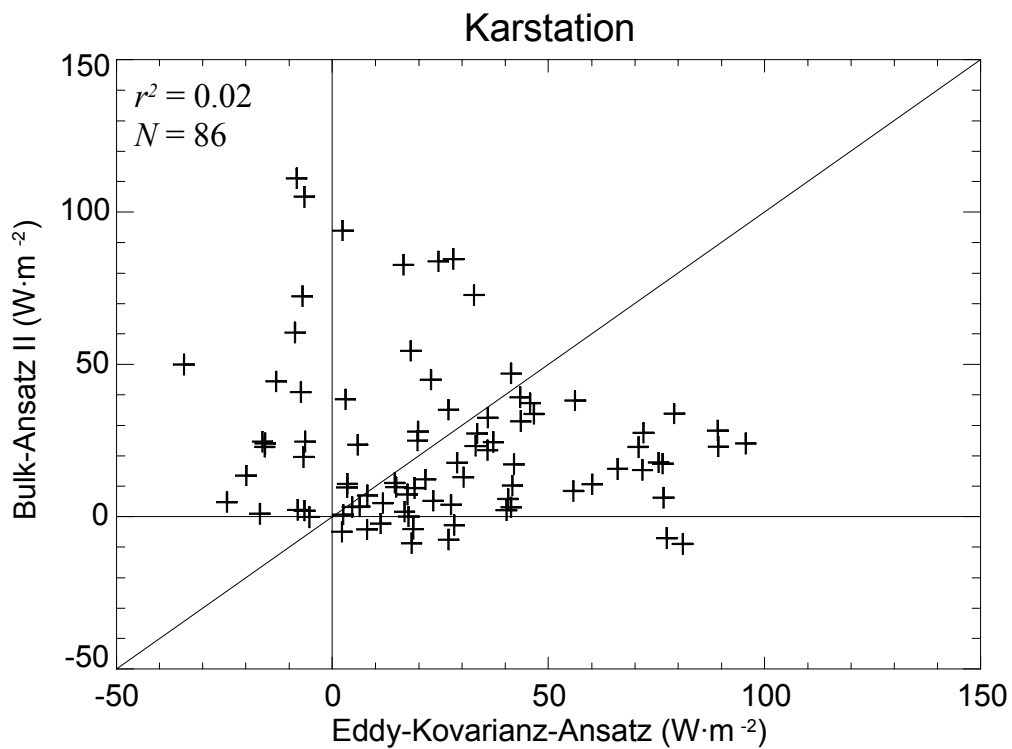


Abb. 4.18: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Karstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

In Abb. 4.18 ist der Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Bulk-Ansatz II dargestellt. Die Varianzklärung (r^2) von 0.02 verdeutlicht, dass zwischen dem fühlbaren Wärmestrom, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Bulk-Ansatz II, keinerlei Zusammenhang besteht.

Direkt gemessen ergeben sich für den fühlbaren Wärmestrom neben deutlich höheren, wie unter den „idealen“ Bedingungen bereits gesehen, auch deutlich niedrigere Werte als bei der Berechnung mit dem Bulk-Ansatz II. Letzteres trat auf bei negativen Oberflächentemperaturen trotz hoher reflektierter kurzwelliger Strahlung. Scheinbar wurden bei der Ableitung der Oberflächentemperatur aus den Werten der Strahlungsbilanz, der Sensortemperatur und der kurzwelligen reflektierten Strahlung, zu geringe Werte für die Oberflächentemperatur der Schneedecke berechnet. Daraus ergaben sich jeweils hohe Temperaturgradienten zwischen der Schneeoberfläche und dem Messniveau, mit dessen Daten der fühlbare Wärmestrom über den Bulk-Ansatz II berechnet wurde. Damit lassen sich die deutlich höheren Werte für den fühlbaren Wärmestrom bei der Berechnung mit dem Bulk-Ansatz II im Vergleich zu der direkten Messung mit dem Eddy-Kovarianz-Ansatz erklären.

Abschließend soll noch ein Vergleich zwischen dem fühlbaren Wärmestrom, berechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen gemacht werden. Dieser ist in Abb. 4.19 dargestellt.

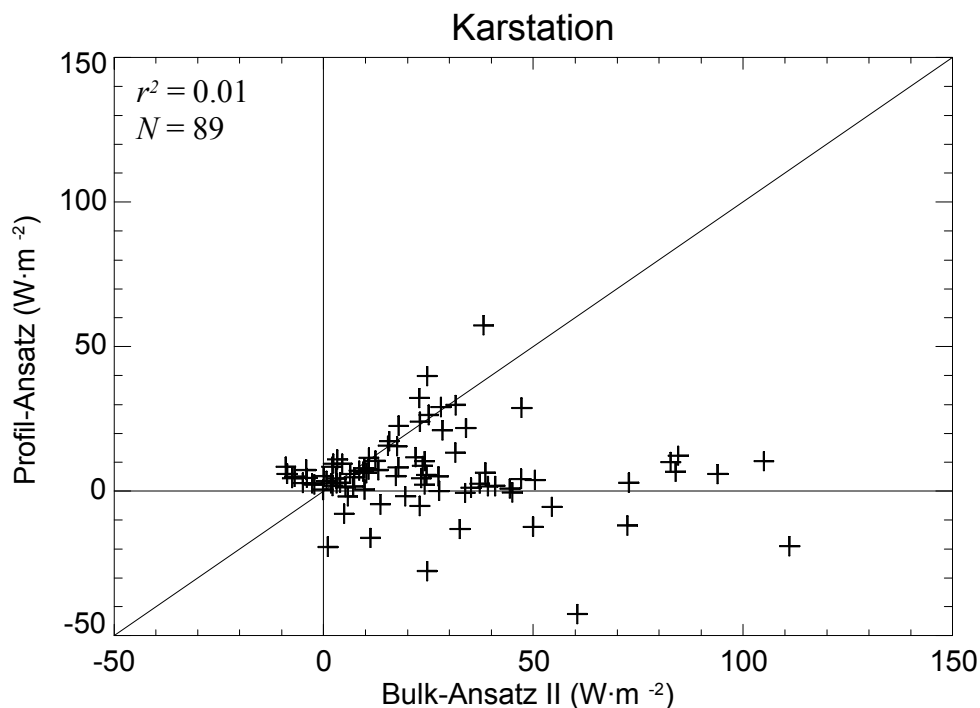


Abb. 4.19: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Karstation, berechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

Die niedrige Varianzerklärung ($r^2 = 0.01$) zeigt, dass beide Verfahren zu Berechnung des fühlbaren Wärmestroms unter „realen“ Bedingungen nicht miteinander korrelieren. Im Vergleich zu den Werten des Bulk-Ansatzes II sind die Resultate mit dem Profil-Ansatz deutlich geringer und zum Teil deutlich negativ. Offenbar treten unter den definierten Bedingungen Effekte auf, die in die gleiche Richtung wirken. Erstens werden scheinbar für die Oberflächentemperatur bei hoher kurzweiliger reflektierter Strahlung zu geringe Werte berechnet. Zweitens können die geringen bzw. negativen Werte für den mit dem Profil-Ansatz gerechneten fühlbaren Wärmestrom aus Strahlungsfehlern resultieren, die trotz der Anwendung der Korrekturmethode von Arck und Scherer (2001), immer noch auf den Temperaturdaten verbleiben.

4.2.2 Der fühlbare Wärmestrom an der Hangstation

Wie bei der Karstation, wurden auch an der Hangstation vor einem Vergleich der direkt gemessenen und mit Profil- und Bulk-Ansatz II berechneten fühlbaren Wärmeströme, mit den Daten der Eddy-Kovarianz-Messungen ein Stationaritätstest zur Analyse von vertikalen und hangnormalen Eddy-Kovarianz-Messungen durchgeführt. Das Ergebnis dieser Analyse ist in Abb. 4.20 dargestellt.

In 35% aller möglichen Fälle war Stationarität gegeben, die oft nur für kurze Zeiträume von einer oder wenigen halben Stunden erfüllt war. Wie an der Karstation, wurden die nachfolgenden Vergleiche der fühlbaren Wärmeströme an der Hangstation auf die Zeiträume eingeschränkt, in denen die Stationaritätsbedingung erfüllt war.

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms mit beiden Parametrisierungen des Bulk-Ansatzes wurden Daten des oberen Messniveaus und Oberflächenwerte verwendet. Für die Windgeschwindigkeit wurde an der Oberfläche ein Wert von $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ angenommen. Die Temperatur der Schneeoberfläche wurde aus der nach oben gerichteten, langwelligen Strahlung berechnet, die ihrerseits aus Messungen der Strahlungsbilanz, der kurzweiligen Strahlung und der Sensortemperatur abgeleitet wurde.

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms mit dem Profil-Ansatz, wurden die integrierten Gleichungen (2.10) bis (2.12) und Daten des unteren und oberen Niveaus verwendet.

Die Daten der Eddy-Kovarianz-Messungen wurden vom Sonic-Koordinatensystem in das meteorologische und weiter in das Hang-Koordinatensystem transformiert.

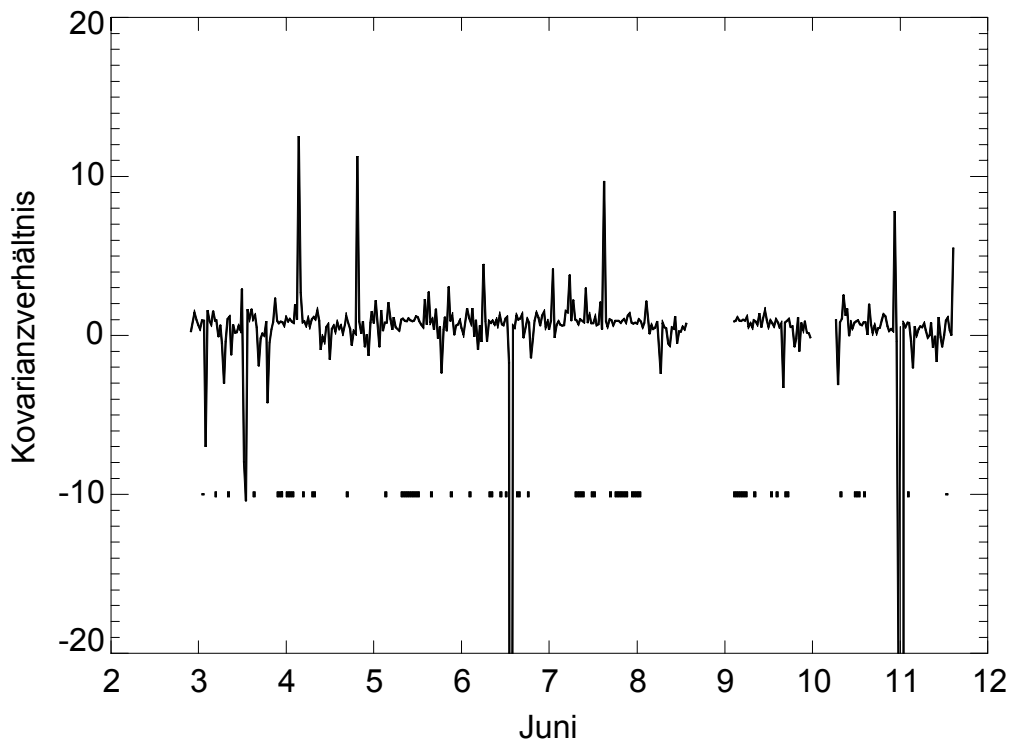


Abb. 4.20: Das Kovarianzverhältnis nach Gleichung (4.3) vom 02. bis 12. Juni 1998 an der Hangstation. Die unterbrochene Linie bei -10 markiert die Zeiträume, in denen die Stationaritätsbedingung erfüllt war.

"Ideale" Bedingungen

Untersuchungen von Schelble (2002) zeigten, dass bei hangparallel justierten Messgeräten eine höhere Globalstrahlung gemessen wird als bei horizontal justierten Geräten. Deshalb wurde für den Vergleich der fühlbaren Wärmeströme unter „idealen“ Bedingungen nur die Zeiträume zugelassen, in denen die reflektierte kurzwellige Strahlung kleiner als $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ war. Ansonsten galten für die Vergleiche der fühlbaren Wärmeströme die gleichen Bedingungen, wie an der Tal- und Karstation.

Die Abb. 4.21 zeigt den Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Profil-Ansatz. Die Varianzerklärung (r^2) von 0.17 zeigt, dass sich die Ergebnisse der beiden Ansätze deutlich voneinander unterscheiden. Direkt gemessen ergeben sich für den fühlbaren Wärmestrom deutlich höhere Werte als bei der Berechnung mit dem Profil-Ansatz.

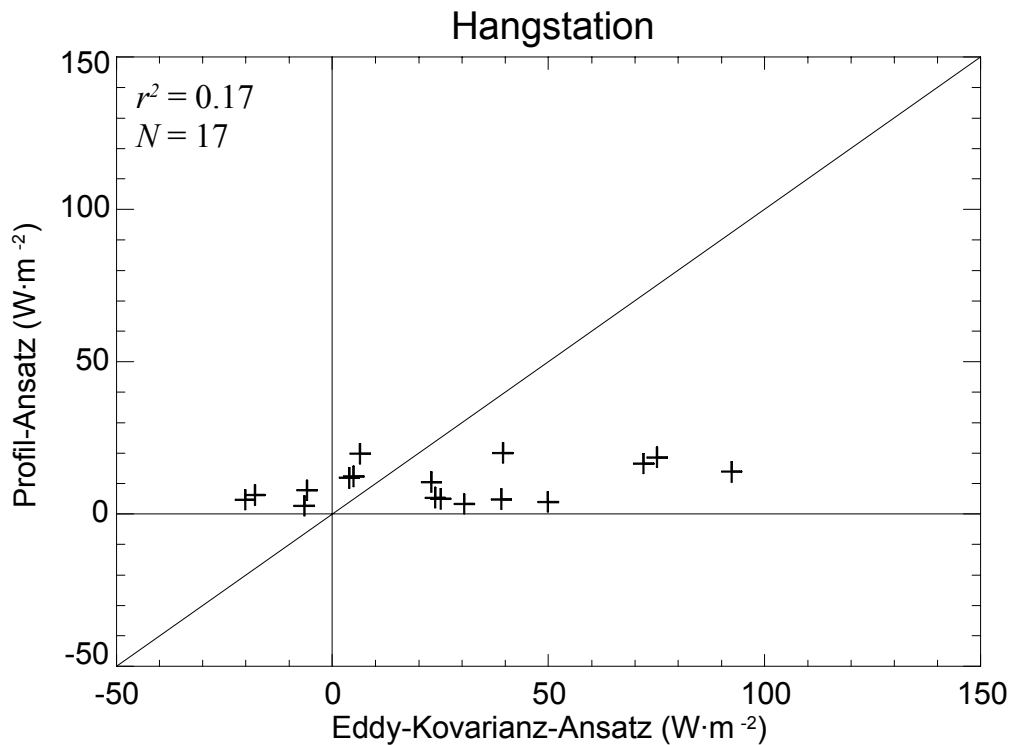


Abb. 4.21: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

Ein Vergleich des fühlbaren Wärmestroms, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II ist in Abb. 4.22 gegeben. Die hohe Korrelation bestätigt, dass der mit dem Bulk-Ansatz II gerechnete fühlbare Wärmestrom dem direkt gemessenen ähnlich ist. Allerdings ist der direkt gemessene fühlbare Wärmestrom systematisch höher als der mit dem Bulk-Ansatz II berechnete. Die Varianzerklärung des Bulk-Ansatzes II ist höher als das r^2 beim Profil-Ansatz und verdeutlicht, dass der Bulk-Ansatz II bessere Ergebnisse liefert als der Profil-Ansatz.

Die Abb. 4.23 zeigt den Vergleich des fühlbaren Wärmestroms, berechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz. Die Varianzerklärung (r^2) beträgt 0.42 und zeigt, dass für die oben definierten Bedingungen, der Bulk-Ansatz II und der Profil-Ansatz an der Hangstation weniger gut korrelieren als an der Karstation.

Ergänzend muss bei den letzten drei Vergleichen angemerkt werden, dass die Anzahl der Vergleichswerte relativ gering ist und damit keine sicheren statistischen Aussagen getroffen werden können.

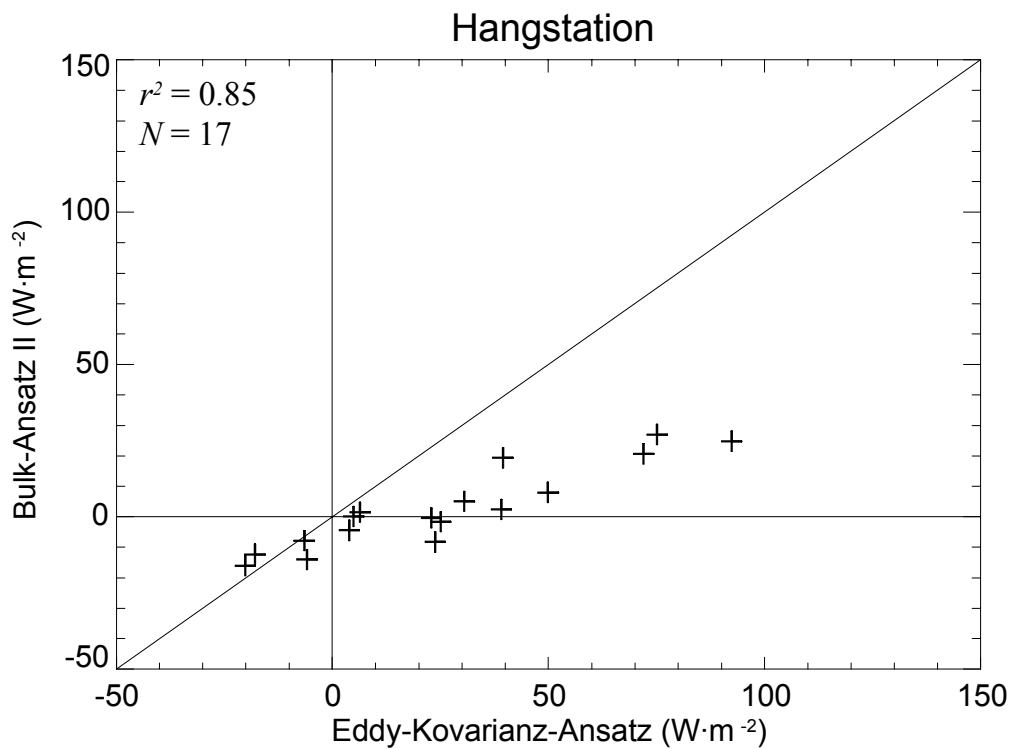


Abb. 4.22: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

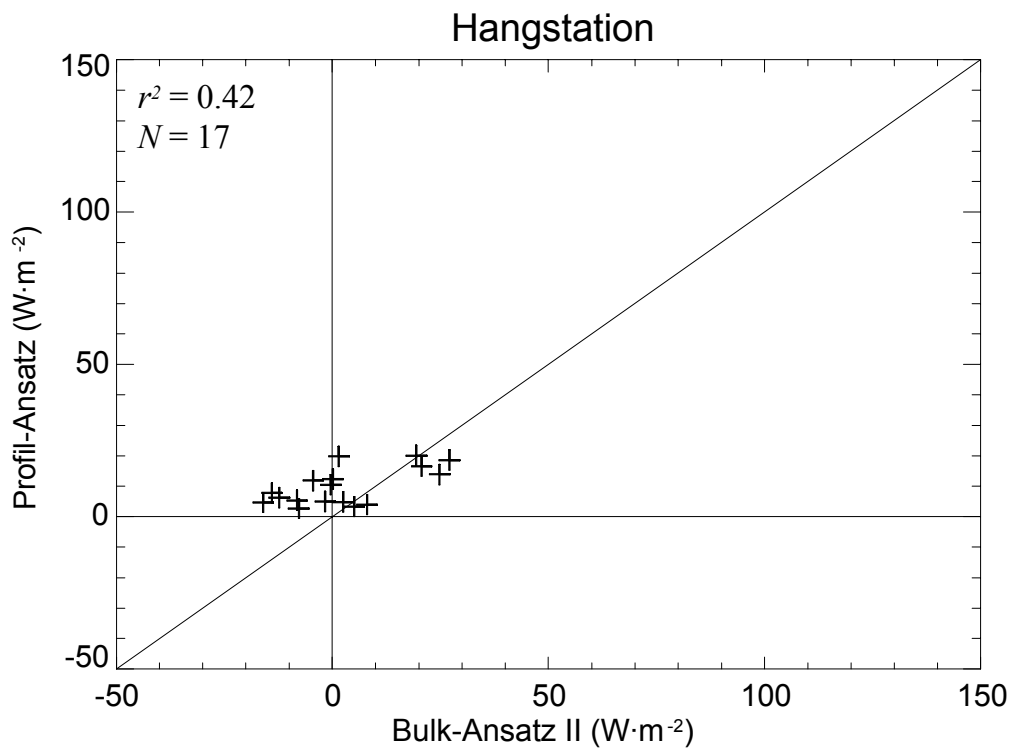


Abb. 4.23: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Hangstation, gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II und dem Profil-Ansatz für „ideale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

"Reale" Bedingungen

Für die Vergleiche der fühlbaren Wärmeströme unter „realen“ Bedingungen an der Hangstation wurden die gleichen Bedingungen angenommen, wie für die Vergleiche der fühlbaren Wärmeströme unter „realen“ Bedingungen an der Karstation. Bei diesen Vergleichen war die Anzahl der Vergleichswerte größer als bei den letzten drei Vergleichen. Somit ist bei diesen Vergleichen auch die statistische Aussagekraft größer.

Die Abb. 4.24 zeigt den Vergleich der fühlbaren Wärmeströme, direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessen und berechnet mit dem Profil-Ansatz. Die Varianzerklärung (r^2) von 0.14 zeigt, dass sich die Ergebnisse der beiden Ansätze deutlich voneinander unterscheiden. Direkt gemessen ergeben sich für den fühlbaren Wärmestrom deutlich höhere Werte als bei der Berechnung mit dem Profil-Ansatz. Weiterhin ergeben sich mit dem Profil-Ansatz deutlich negativere Werte für den fühlbaren Wärmestrom als direkt gemessen. Hier zeigt sich wieder die Problematik, wenn bei hoher kurzweiliger Strahlung Strahlungsfehler bei natürlich belüfteten Temperatursensoren auftreten.

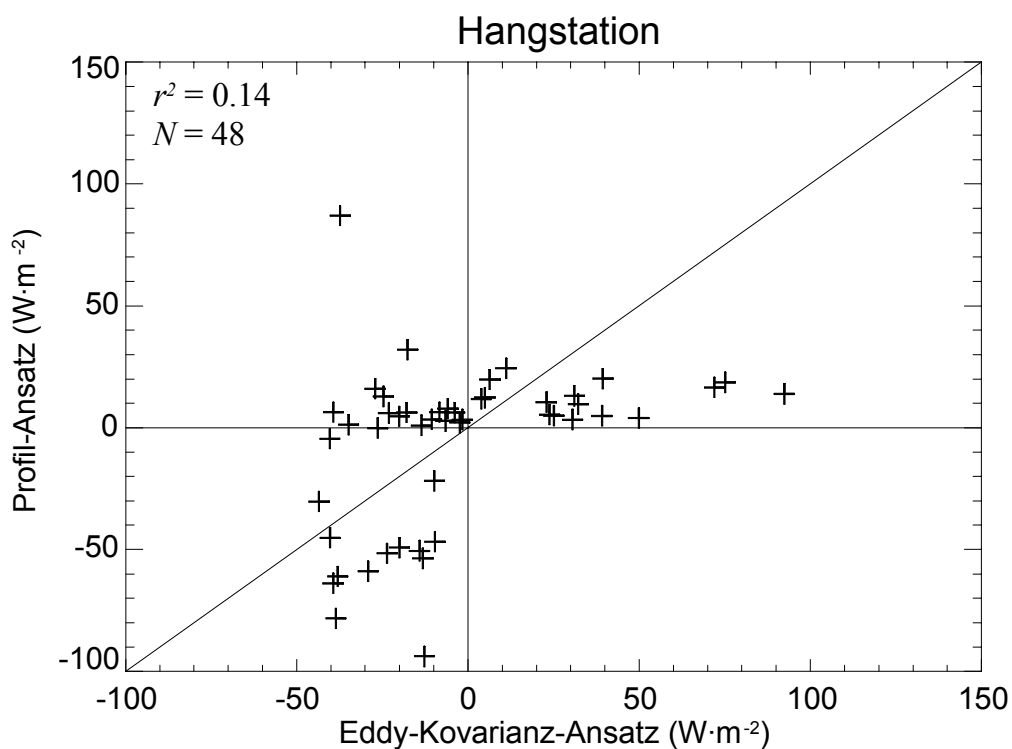


Abb. 4.24: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Profil-Ansatz für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

Ein Vergleich des fühlbaren Wärmestroms unter „realen“ Bedingungen, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II ist in Abb. 4.25 gegeben. Die hohe Korrelation bestätigt, dass der mit dem Bulk-Ansatz II gerechnete fühlbare Wärmestrom dem direkt gemessenen ähnlich ist. Die Varianzerklärung ist fast identisch mit der Varianzerklärung beim analogen Vergleich der fühlbaren Wärmeströme an der Talstation. Allerdings ist der direkt gemessene fühlbare Wärmestrom systematisch höher als der mit dem Bulk-Ansatz II berechnete. Die Varianzerklärung des Bulk-Ansatzes II ist höher als das r^2 beim Profil-Ansatz und verdeutlicht, dass an der Hangstation unter „realen“ Bedingungen der Bulk-Ansatz II bessere Ergebnisse liefert als der Profil-Ansatz.

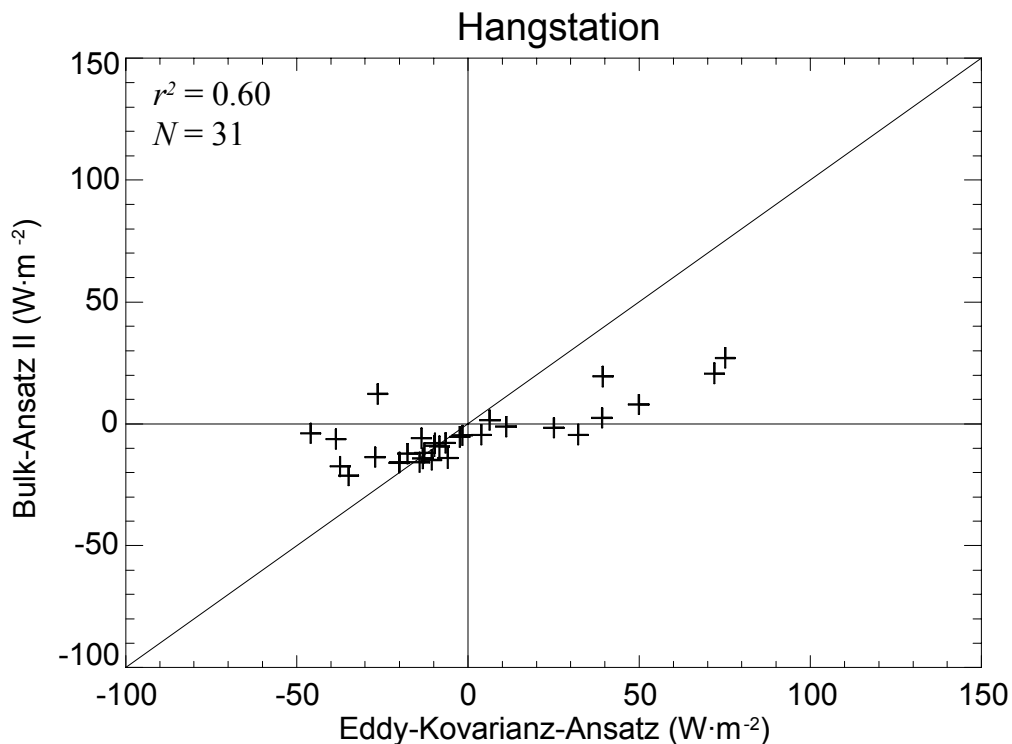


Abb. 4.25: Vergleich der fühlbaren Wärmeströme (30 Minuten Mittelwerte) an der Hangstation, gemessen mit dem Eddy-Kovarianz-System und gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II für „reale“ Bedingungen während der Feldkampagne 1998.

Auf Vergleiche der verschiedenen Ansätze unter „ungünstigen“ Bedingungen wurde an der Kar- und Hangstation verzichtet. Bei diesen Bedingungen sollte die Windgeschwindigkeit vom Boden mit der Höhe erst zu- und anschließend wieder abnehmen. An der Kar- und Hangstation gab es nur zwei Messniveaus für Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit. Für „ungünstige“ Bedingungen hätten Zeiten detektiert werden müssen, in denen am oberen Messniveau

eine geringere Windgeschwindigkeit registriert wurde als am unteren Messniveau. Damit wären nicht mehr genügend Messniveaus innerhalb des *surface layers* zur Verfügung gestanden, um den fühlbaren Wärmestrom mit dem Profil-Ansatz zu berechnen. In Kapitel 4.1.3 wurde gezeigt, dass der über dem lokalen Windmaximum gemessene fühlbare Wärmestrom nicht mit dem fühlbaren Wärmestrom zwischen *surface layer* und Schneeoberfläche korreliert. Da sowohl an der Kar- als auch an der Hangstation das Eddy-Kovarianz-Messsystem oberhalb des oberen Messniveaus montiert war, konnte somit der direkt gemessene fühlbare Wärmestrom in diesen Fällen nicht als Referenz zu alternativen Ansätze eingesetzt werden.

4.3 Der fühlbare Wärmestrom 1995 und 1998

Die bisherigen Untersuchungen dienten dazu herauszufinden, welcher Ansatz zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms unter den jeweiligen meteorologischen Bedingungen am geeignetsten ist. In diesem Abschnitt soll eine Übersicht über den zeitlichen Verlauf des fühlbaren Wärmestroms an allen Stationen während beider Kampagnen gezeigt werden.

In Abb. 4.26 ist der fühlbare Wärmestrom an der Kar- und Talstation, vom 13. Mai bis 7. Juni 1995, dargestellt. Dieser Zeitraum wurde gewählt, da nach dem 7. Juni die Mächtigkeit der Schneedecke an der Talstation weniger als 0.2 m betrug und erste Ausaperungen beobachtet wurden. Mit dem Ausapern des Talbodens änderten sich die Eigenschaften der Oberfläche. Einerseits ändert sich die aerodynamische Rauigkeitslänge, andererseits auch die thermischen Eigenschaften. Eine maximale Oberflächentemperatur von 0° C kann bei einer ausgeaperten Grasfläche nicht vorausgesetzt werden. Der in Abb. 4.26 dargestellte fühlbare Wärmestrom wurde mit dem Bulk-Ansatz II gerechnet, da dieser, wie die Analysen in Kapitel 4.1 und 4.2 zeigten, am wenigsten sensitiv bei Ungenauigkeiten in Ausgangsdaten ist. Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms wurden Messdaten des oberen (Karstation) und mittleren Niveaus (Talstation), sowie aus der Strahlungsbilanz abgeleitete Oberflächentemperaturen verwendet.

1995 gab es an der Talstation bei flachen Sonnenständen gerätetechnische Probleme bei der Messung der Strahlungsbilanz. Dies hatte zur Folge, dass insbesondere in diesen Stunden viele Messungen ausmaskiert werden mussten und damit für diese Zeiträume auch keine Oberflächentemperaturen berechnet werden konnten.

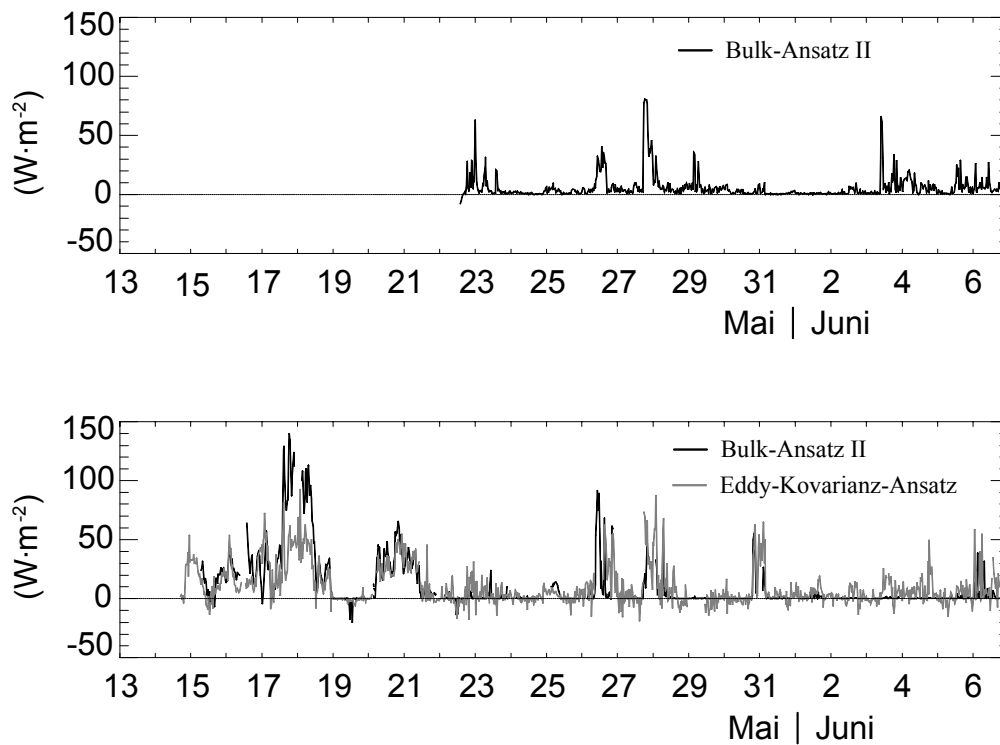


Abb. 4.26: Der fühlbare Wärmestrom an der Karstation (oben) und Talstation (unten) vom 13. Mai bis 7. Juni 1995. Dargestellt sind 30 Minuten Mittelwerte.

Deshalb wurde in Abb. 4.26 auch der an der Talstation direkt mit dem Eddy-Kovarianz-System gemessene fühlbare Wärmestrom gezeigt. Auffallend ist, dass im Gegensatz zu einer nicht schneebedeckten Oberfläche, kein Tagesgang des fühlbaren Wärmestroms zu erkennen ist. Weiterhin zeigt der fühlbare Wärmestrom an beiden Stationen ein sehr unterschiedliches Muster. Dies wird in einem Ausschnitt der vorherigen Zeitreihe deutlich.

Die Abb. 4.27 zeigt den fühlbaren Wärmestrom vom 26.05. bis 01.06.1995 an der Tal- (schwarz) und Karstation (grau). Einerseits gibt es Zeiträume, wie zum Beispiel am 26. Mai gegen Mittag und am Abend des 27. Mai, in denen an beiden Stationen der fühlbare Wärmestrom gleichzeitig, für eine gewisse Dauer, positiv ist. Allerdings fällt bereits bei diesen zeitgleichen Ereignissen auf, dass der fühlbare Wärmestrom jeweils unterschiedlich groß ist. Während er am Mittag des 26. Mai an der Talstation etwa dreimal so groß ist wie an der Karstation, so ist er am Abend des 27. Mai an der Karstation etwa zwei- bis dreimal größer als an der Talstation. Andererseits gibt es Zeiträume, in denen an einer der beiden Stationen ein positiver fühlbarer Wärmestrom berechnet wurde, während er gleichzeitig an der jeweils anderen Station nahezu Null betrug, wie zum Beispiel in den frühen Stunden des 29. Mai oder am Abend des 30. Mai.

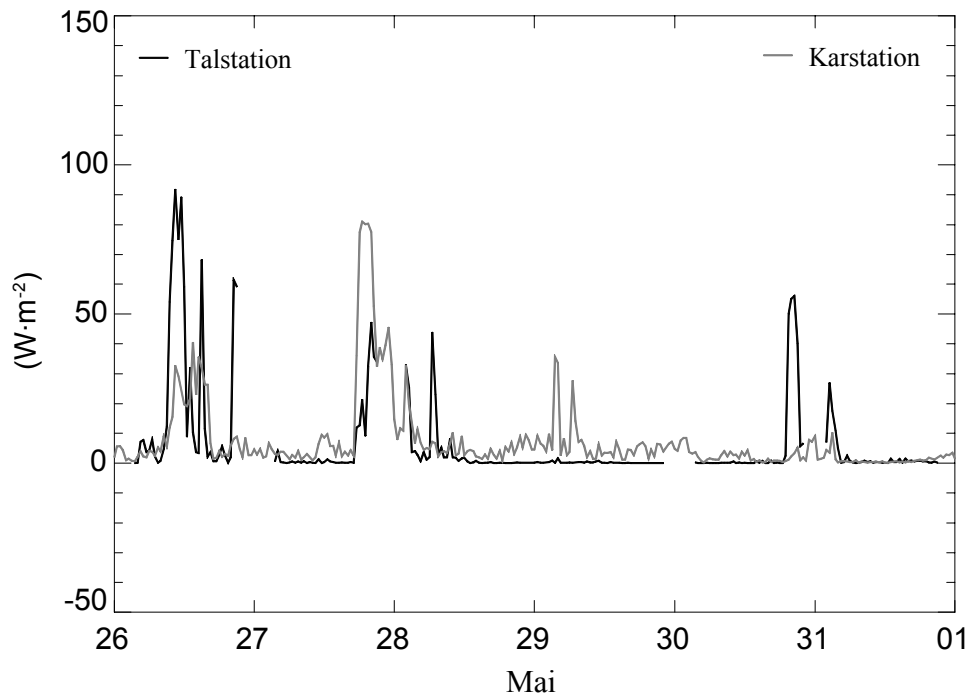


Abb. 4.27: Der fühlbare Wärmestrom vom 26.05. bis 01.06. 1995 an der Tal- (schwarz) und Karstation (grau), gerechnet mit dem Bulk-Ansatz II. Dargestellt sind 30 Minuten Mittelwerte.

Für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms während der Kampagne 1998 wurde ebenfalls der Bulk-Ansatz II verwendet. An der Topstation wurde er zusätzlich mit dem Profil-Ansatz berechnet, da im Mai fehlerhafte Anschlüsse des Eddy-Kovarianz-Systems und des Strahlungsbilanzgebers für Datenausfälle verantwortlich waren, so dass der fühlbare Wärmestrom nicht direkt gemessen, bzw. mit dem Bulk-Ansatz II berechnet werden konnte. Ab dem 3. Juni liefen zwar alle Station parallel, widrige Witterungsverhältnisse verursachten, insbesondere an der Top- und Talstation, Vereisungen an einzelnen Sensoren und damit ebenfalls Datenausfälle.

Ähnlich, wie während der Kampagne 1995, gab es auch 1998 Zeiträume, in denen ein positiver fühlbarer Wärmestrom gleichzeitig an allen Stationen berechnet wurde (vgl. Abb. 4.28), wie zum Beispiel am 4. und 8. Juni. Ebenso gibt es Zeiträume, in denen an einer der Stationen ein positiver fühlbarer Wärmestrom berechnet wurde, während er gleichzeitig an den jeweils anderen Stationen nahezu Null betrug, wie zum Beispiel am 9. Juni.

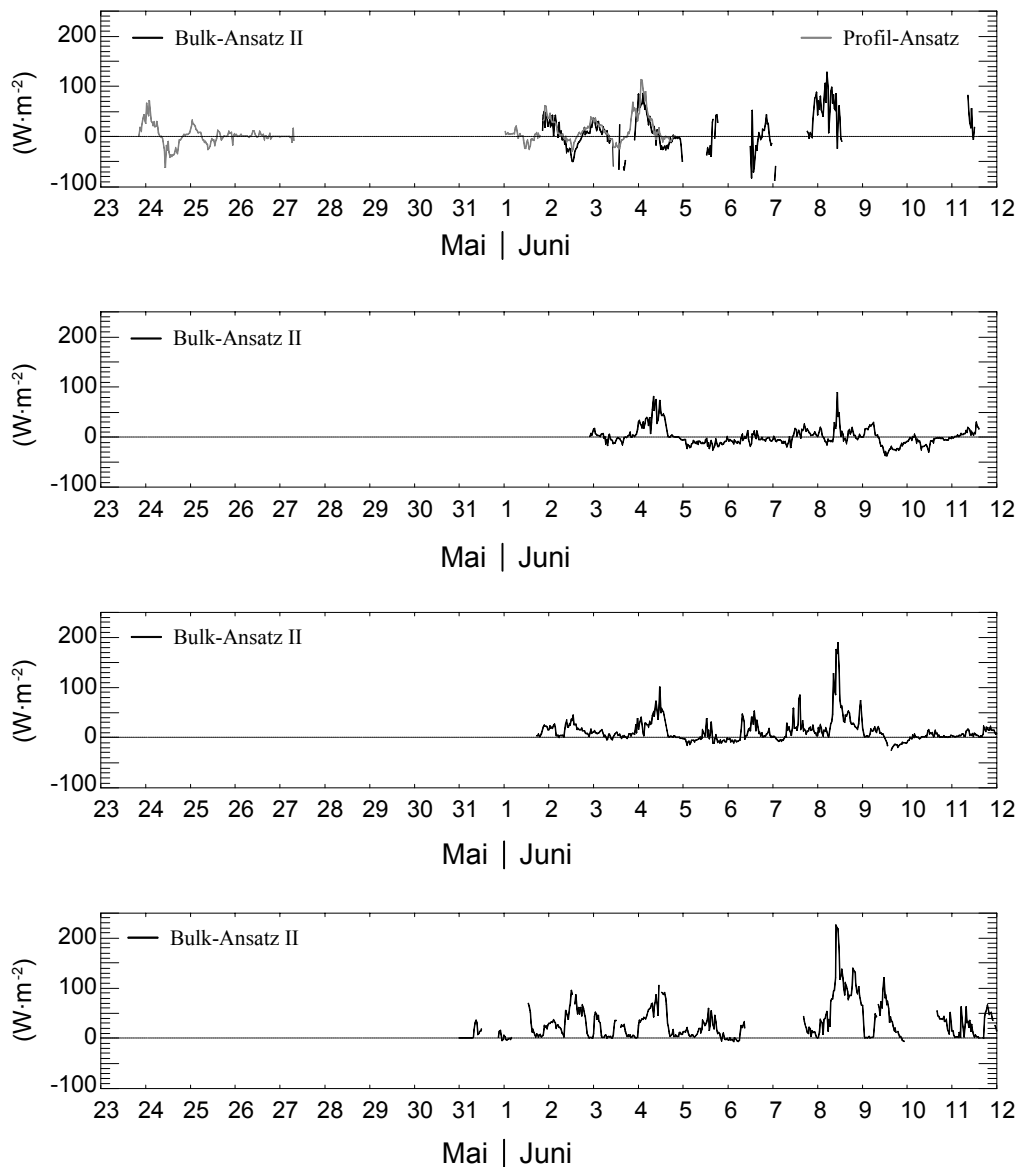


Abb. 4.28: Der fühlbare Wärmestrom an der Top-, Hang-, Kar-, und Talstation (von oben nach unten) vom 23. Mai bis 12. Juni 1998. Dargestellt sind 30 Minuten Mittelwerte

Es bleibt die Frage, warum zeitweise an allen Stationen gleichzeitig ein positiver fühlbarer Wärmestrom gemessen wurde, während zu anderen Zeiträumen nur an einer, nicht aber an anderen Stationen, positive Werte berechnet wurden. Da die räumliche Variation des fühlbaren Wärmestroms sehr stark von der räumlichen Variation der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur abhängt, wird im folgenden die räumliche Variation dieser beiden Variablen näher untersucht.

4.4 Die Temperaturverteilung in komplexer Topographie

Zur Analyse der räumlichen Temperaturverteilung wurden die Lufttemperaturen aller Stationen in potentielle Temperaturen umgerechnet. Als Referenzniveau wurde die Höhe der Talstation verwendet. Die Höheninformationen der Stationen wurden dem digitalen Geländemodell entnommen. Die Variationen der Gerätehöhen auf Grund der Schneeschmelze wurden, da sie sehr viel kleiner als die Höhendifferenzen der Stationen waren, vernachlässigt. Die Berechnung der potentiellen Temperaturen erfolgte mit dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten von $1.0 \cdot 10^{-2} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$, da bei Temperaturen um den Gefrierpunkt, trotz hoher relativer Feuchte, der absolute Feuchtegehalt gering ist. In diesem ersten Vergleich soll erst einmal ein Überblick über die Lufttemperaturen an den verschiedenen Stationen geschaffen werden.

Beim Vergleich der potentiellen Temperatur an der Talstation mit den potentiellen Temperaturen der anderen Stationen (Abb. 4.29a-d) fällt auf, dass an der Talstation stets geringere potentielle Temperaturen vorlagen. Dieser Effekt lässt sich mit den Kaltluftabflüssen, die von den größtenteils schneebedeckten Hängen in das Haupttal abfließen, erklären. Die Varianzklärung zwischen allen potentiellen Temperaturen an der Tal- und Karstation betrug für die Kampagne 1995 0.66 und war damit geringer als bei der Kampagne 1998 ($r^2_{tot} = 0.79$).

Beim Vergleich aller potentiellen Temperaturen zwischen Tal- und Hangstation ergab sich eine etwas niedrigere Varianzklärung ($r^2_{tot} = 0.62$; Abb. 4.29c) als beim Vergleich aller potentiellen Temperaturen zwischen Tal- und Topstation ($r^2_{tot} = 0.68$; Abb. 4.29d), obwohl die Topstation eine größere räumliche Distanz zur Talstation aufwies als die Hangstation. Dieser Effekt resultiert daraus, dass der Aufbau der Stationen nacheinander und nicht zeitlich parallel erfolgte. Damit begannen und endeten auch die Temperaturmessungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Beschränkt man den Vergleich der potentiellen Temperaturen zwischen Tal-, Hang- und Topstation auf die Zeiträume, in denen von allen drei Stationen Temperaturmessungen vorlagen, so ergab sich eine höhere Korrelation ($r^2_{zgl} = 0.77$) für die räumlich näher an der Talstation gelegene Hangstation als für die räumlich weiter entfernte Topstation ($r^2_{zgl} = 0.57$).

Die höchste Korrelation für die potentielle Temperatur wurde zwischen der Kar- und Hangstation ($r^2_{zgl} = 0.89$; Abb. 4.29e) berechnet, zwischen denen die geringste räumliche Distanz bestand. Zwischen der Kar- und der Topstation ist die Korrelation der potentiellen Temperaturen wieder deutlich geringer ($r^2_{zgl} = 0.59$; Abb. 4.29f) und zwischen der Hang- und der Topstation wieder etwas höher ($r^2_{zgl} = 0.67$; Abb. 4.29g). Die Unterschiede in den Korrelationen lassen sich primär auf die unterschiedlichen räumlichen Distanzen zwischen den Stationen zurückführen.

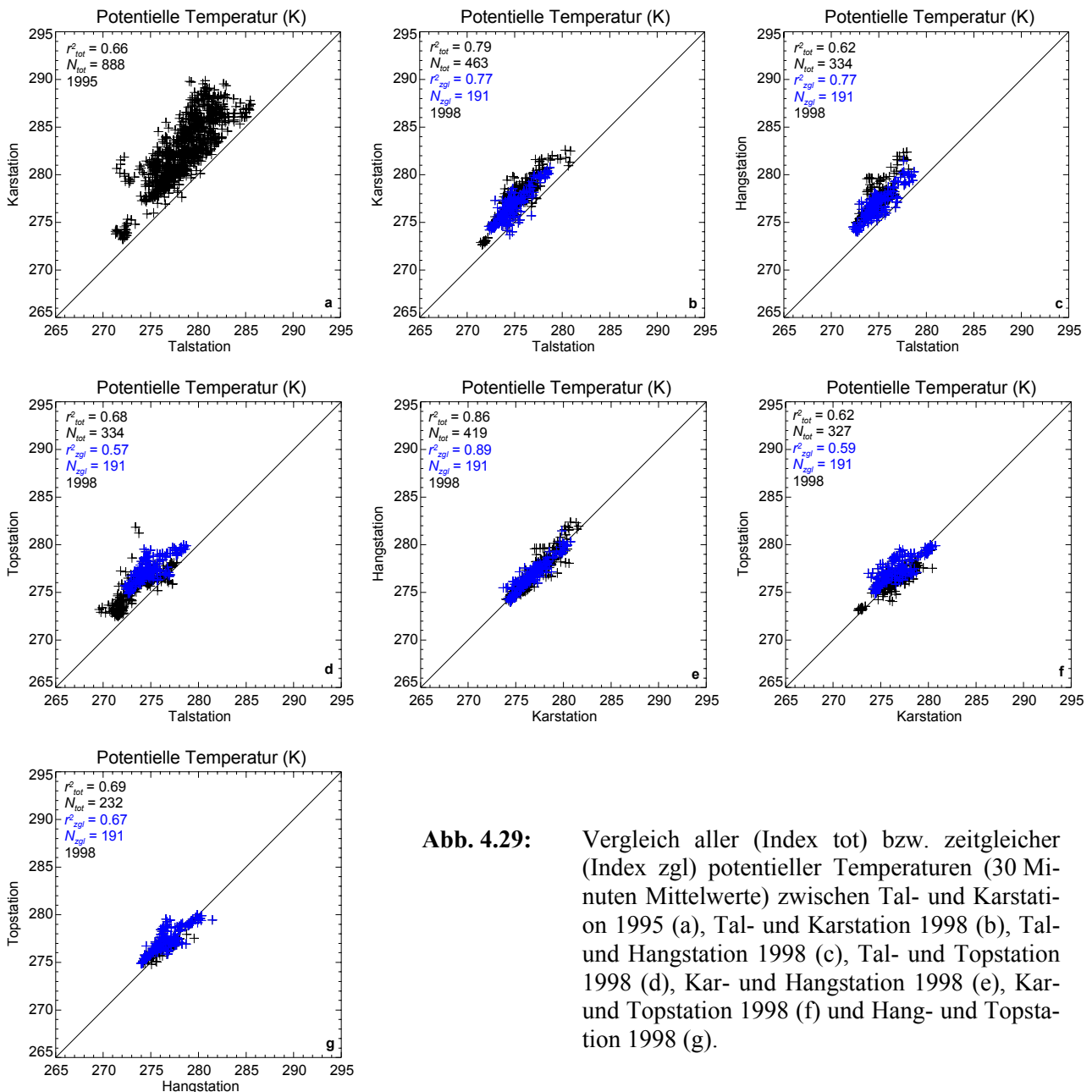


Abb. 4.29: Vergleich aller (Index tot) bzw. zeitgleicher (Index zgl) potentieller Temperaturen (30 Minuten Mittelwerte) zwischen Tal- und Karstation 1995 (a), Tal- und Karstation 1998 (b), Tal- und Hangstation 1998 (c), Tal- und Topstation 1998 (d), Kar- und Hangstation 1998 (e), Kar- und Topstation 1998 (f) und Hang- und Topstation 1998 (g).

Auffallend ist der hohe Unterschied zwischen den Korrelationen der potentiellen Temperaturen zwischen Tal- und Karstation während den Kampagnen 1995 und 1998, insbesondere aber die geringe Korrelation zwischen den potentiellen Temperaturen zwischen der Tal- und Karstation 1995.

Wie in der Abb. 4.30 dargestellt, sind diese Differenzen nicht mit den unterschiedlichen Strahlungsbilanzen an beiden Stationen erklärbar. Trotz zum Teil sehr viel höheren Strahlungsbilanzwerten an der Talstation, ist die potentielle Temperatur an der Karstation höher als an der Talstation. Im Mittel war während der Kampagne 1995 die Strahlungsbilanz an der Talstation um $18 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ größer

als an der Karstation. Gleichzeitig war die potentielle Temperatur an der Karstation 4.1 K höher als an der Talstation. Ein ähnliches Bild zeigt sich für die Kampagne 1998. Auch damals ergaben sich, trotz höherer Strahlungsbilanzwerte an der Talstation, geringere potentielle Temperaturen an der Talstation als an der Karstation.

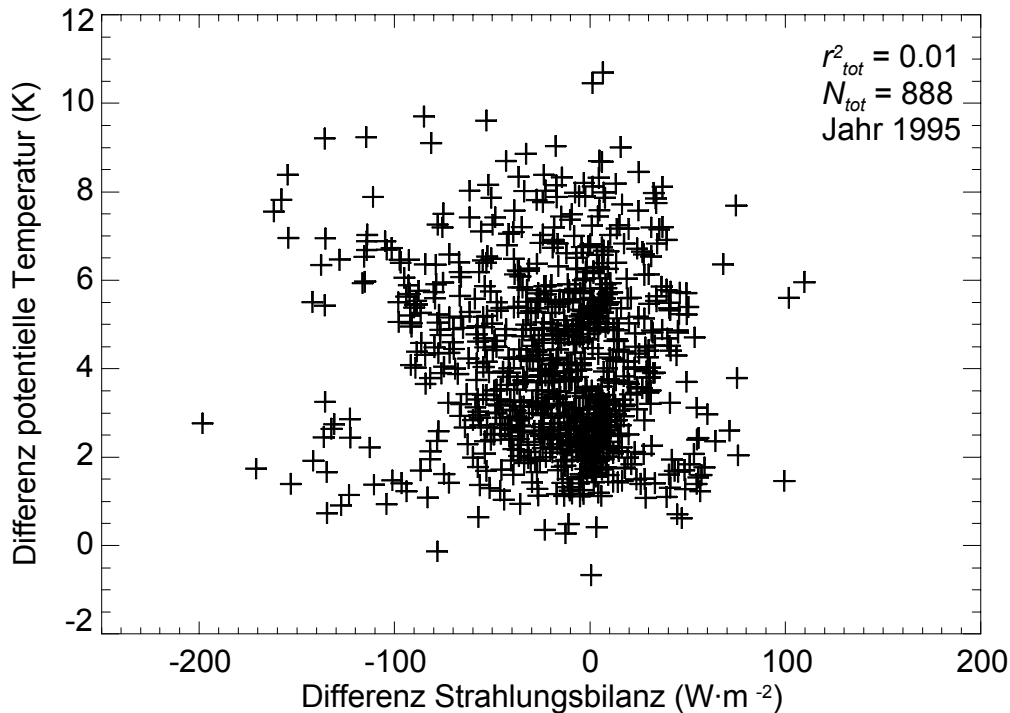


Abb. 4.30: Vergleich der Differenzen der potentiellen Temperatur mit den Differenzen der Strahlungsbilanz zwischen Tal- und Karstation 1995. Dargestellt sind 30 Minuten Mittelwerte. Positive Differenzen bedeuten, dass die entsprechende Größe an der Karstation einen höheren Wert hat.

Eine andere Ursache für die hohen Differenzen bei der potentiellen Temperatur zwischen Tal- und Karstation 1995 könnten die unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten an beiden Stationen sein. Ähnlich, wie bei den Strahlungsbilanzen, ergibt sich auch zwischen den Differenzen der Windgeschwindigkeit und den Differenzen der potentiellen Temperaturen zwischen Tal- und Karstation, sowohl 1995, als auch 1998 keinen linearen Zusammenhang (Abb. 4.31). Allerdings waren im Zeitraum 1995, in dem der Vergleich vorgenommen wurde, die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten mit $2.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ im Kar und $1.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ im Tal sehr gering. Möglicherweise resultieren die geringeren potentiellen Temperaturen an der Talstation von akkumulierenden Kaltluftabflüssen aus den umgebenden Hängen, sowie dem Kar selber. Während der Karboden eine Neigung von etwa 11° hat und dort die kalte bodennahe Luft weiter Richtung Haupttal abfließen wird, ist es an der Talstation

eben, so dass sich dort die kalte Luft ansammeln kann und bei den geringen Windgeschwindigkeiten auch nicht mit den übrigen Luftmassen durchmischt wird.

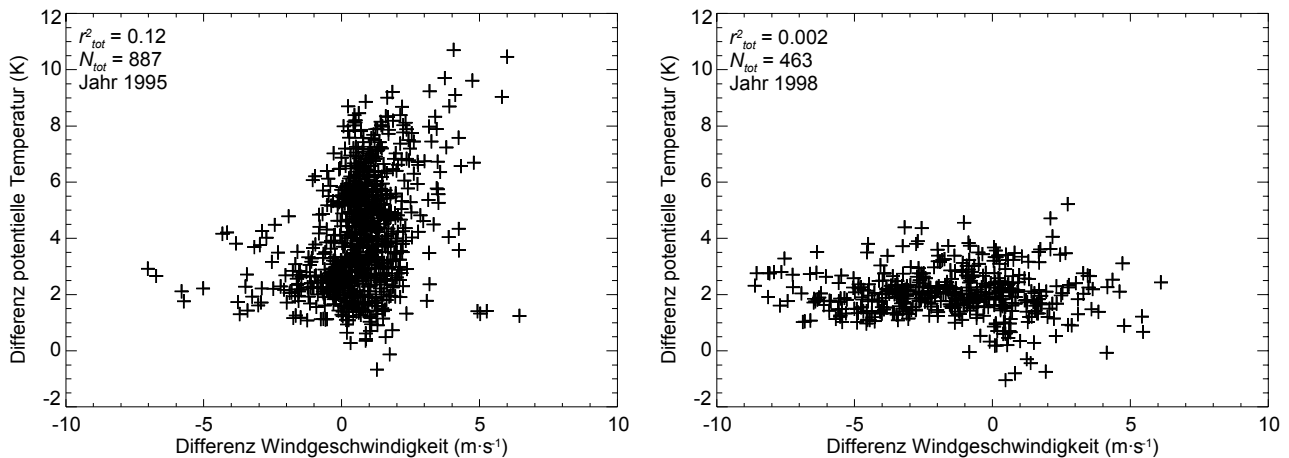


Abb. 4.31: Vergleich der Differenzen der potentiellen Temperatur mit den Differenzen der Windgeschwindigkeit zwischen Tal- und Karstation 1995 (links) und 1998 (rechts). Dargestellt sind 30 Minuten Mittelwerte. Positive Differenzen bedeuten, dass die entsprechende Größe an der Karstation einen höheren Wert hat.

Beim Vergleich der Differenzen der Windgeschwindigkeiten mit den Differenzen der potentiellen Temperatur zwischen Tal- und Karstation zeigt sich 1998 ein ganz anderes Muster als noch 1995. Während 1995 die maximale Differenz zwischen Kar- und Talstation 10.7 K betrug, ergab sich für 1998 eine maximale Differenz von nur noch 5.2 K (Abb. 4.31 rechts). Dies ist wahrscheinlich auf die viel höheren Windgeschwindigkeiten zurückzuführen, die im Vergleichszeitraum 1998 gemessen wurden. So betrug 1998 die mittlere Windgeschwindigkeit im Kar $5.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und im Tal $7.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Die höheren Windgeschwindigkeiten 1998 sorgten für eine bessere Durchmischung der Luftmassen zwischen dem Kar und dem Haupttal und damit für eine Reduzierung der Temperaturdifferenzen zwischen beiden Messstationen. Es bleibt aber noch die Frage, warum trotz der hohen Windgeschwindigkeiten 1998 im Kar die potentielle Temperatur um durchschnittlich 2 K höher war als 1995. Entweder ist die Kaltluftschicht im Tal so mächtig, dass sie auch bei hohen Windgeschwindigkeiten nicht vollständig durchmischt wird, oder es gibt noch weitere meteorologische Effekte, die mit den verwendeten Messvorrichtungen nicht erfasst werden konnten.

Problematisch wird es, wenn ausgehend von Temperaturmessungen an der Talstation, die Lufttemperaturen an anderen Stellen im Gelände, insbesondere im Auslösegebiet der Sulzmuren, im Kärkerippe, abgeleitet werden sollen. Wie sich gezeigt hat, variierte die Lufttemperatur bereits auf einer

so kurzen horizontalen und vertikalen Distanz, wie sie zwischen der Tal- und Karstation bestand, beträchtlich. Scheinbar kommen im Kärkevagge meteorologische Effekte hinzu, die den Einsatz von standardisierten vertikalen Temperaturgradienten zur Modellierung der Lufttemperatur im Gelände problematisch erscheinen lassen.

Deshalb wurde davon Abstand genommen, aus der mittleren Temperaturdifferenz zwischen Tal- und Hangstation eine mittlere Temperaturdifferenz für das gesamte Untersuchungsgebiet zu analysieren. Vielmehr wurde ein Verfahren benützt, das Escher-Vetter (2000) im Untersuchungsgebiet des Vernagtferners in Österreich anwendet und im Detail bei Escher-Vetter (1980) beschrieben ist. Dieses Verfahren wurde für das Untersuchungsgebiet des Kärkevagges dahingehend modifiziert, dass für einzelne Höhenbereiche individuelle, mittlere Differenzen der potentiellen Temperaturen berechnet wurden. Die Einteilung in diese Höhenbereiche erfolgte durch die Standorthöhe der einzelnen Stationen. So ergaben sich für das Kärkevagge insgesamt drei Höhenbereiche, nämlich zwischen Tal- und Karstation, zwischen Kar- und Hangstation, sowie zwischen Hang- und Topstation. Ähnlich wie bei Escher-Vetter (1980) wurden für alle Tage, an denen an jeweils zwei Stationen Messungen der Lufttemperatur vorlagen, diese Messungen in verschiedene, der Wettersituation angepasste Klassen unterteilt und in einem ersten Schritt für jede Klasse eine mittlere Differenz der potentiellen Temperaturen (d. h. höher gelegene Station minus tiefer gelegene Station) berechnet. Alle Tage wurden aufgegliedert in reine Strahlungstage (Klasse G1) und nach Tagen mit mittlerer (Klasse G2) und starker Bewölkung (Klasse G3). Der Grad der Bewölkung wurde mit den Messungen der Globalstrahlung abgeschätzt. Für die Tage der Kampagne 1995 wurden die Globalstrahlungsmessungen der Talstation verwendet. Da es während der Kampagne 1998 an der Talstation zu wiederholten Datenausfällen kam, wurden für die Klassifizierungen der Tage 1998 Strahlungsmessungen der Topstation herangezogen. Allerdings wurde bei Wartungen festgestellt, dass der nach oben gerichtete Strahlungssensor häufig verreift bzw. zugeschnitten war. Auch bei der Datenanalyse zeigte sich, dass für die reflektierte kurzwellige Strahlung häufig höhere Werte als für die Globalstrahlung registriert wurden. Deshalb wurde auf die kurzwellige reflektierte Strahlung zurückgegriffen und mit einer einheitlichen Albedo von 0.75, die entsprechende Globalstrahlung berechnet. Die Einteilung in die jeweiligen Klassen erfolgte folgendermaßen: Zuerst wurde der Tagesmittelwert eines "idealen" Strahlungstages berechnet. Unter "idealem" Strahlungstag ist hier ein Tag zu verstehen, an dem die Globalstrahlung nur durch die Horizontabschattung beeinflusst war. Für einen solchen Tag beträgt der Tagesmittelwert der Globalstrahlung an der Talstation im Kärkevagge $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Zur Klasse G1 wurden all diejenigen Tage zugeordnet, an denen der Tagesmittelwert der Globalstrahlung mindestens 80% vom Tagesmittelwert des idealen Strahlungstages betrug. Für

die Klasse G2 musste der Tagesmittelwert der Globalstrahlung zwischen 65% und 80% sowie für die Klasse G3 unter 65% des idealen Tagesmittelwertes liegen.

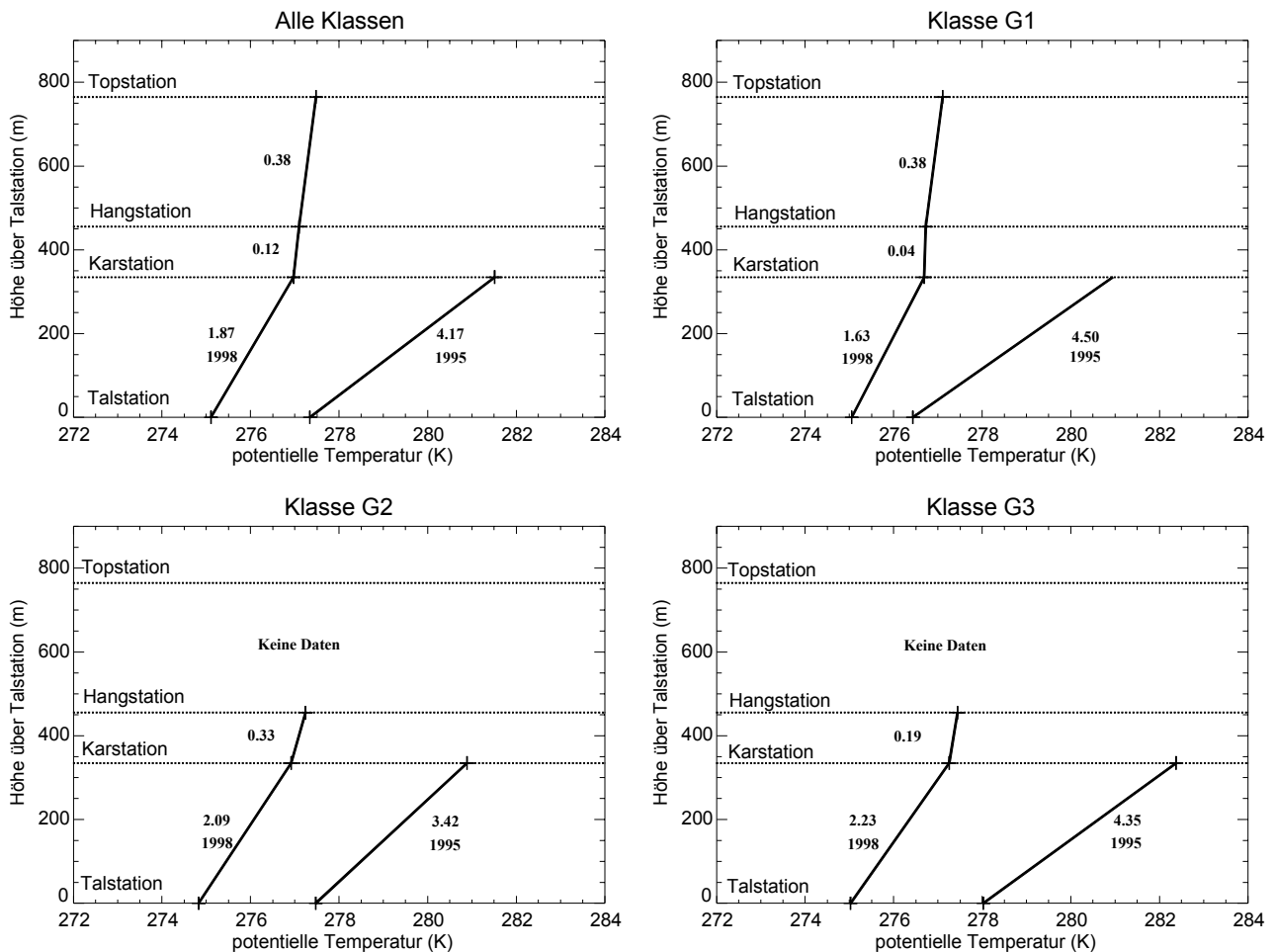


Abb. 4.32: Mittlere Differenzen der potentiellen Temperaturen (K) zwischen den einzelnen Stationen während der Feldkampagnen 1995 (nur zwischen Tal- und Karstation) und 1998. Dargestellt sind Mittelwerte über den Gesamtzeitraum (alle Klassen), sowie für die drei klassifizierten Witterungssituationen. Details zu Klassifizierungen sind im Text gegeben.

In Abb. 4.32 sind alle mittleren Differenzen der potentiellen Temperaturen, sowohl für alle Klassen gemeinsam, als auch für die jeweiligen Klassen einzeln dargestellt. Hier werden noch einmal die unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen, zwischen den beiden Kampagnen 1995 und 1998 deutlich. In der ersten Kampagne wurde eine extrem positive Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen der Tal- und Karstation beobachtet. Auch 1998 wurde diese positive Differenz zwischen diesen beiden Stationen registriert, aber bei weitem nicht so ausgeprägt, wie 1995. Darüber hinaus verhält sich die Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Tal- und Karstation 1995

gänzlich anders als 1998. 1995 wurde die größte Differenz für die Klasse G1 und die geringste Differenz für die Klasse G2 gemessen. 1998 wurde die größte Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Tal- und Karstation für die Klasse G3 und die geringste Differenz für die Klasse G1 gemessen.

Weiterhin ist in Abb. 4.32 gut die Variation der gemittelten Differenzen der potentiellen Temperaturen von Höhenstufe zu Höhenstufe erkennbar. So wurde 1998 die größte gemittelte positive Differenz zwischen der Tal- und Karstation gemessen. Zwischen der Kar- und Hangstation sind die mittleren Differenzen am geringsten und zwischen Hang- und Topstation wieder etwas größer. Dieses Muster findet sich in allen klassifizierten Wittersituationen wieder. Je nach Witterungsklasse variiert die mittlere Differenz der potentiellen Temperatur innerhalb derselben Höhenstufe. Diese Schwankungen fallen je nach Höhenstufe verschieden stark aus. 1998 variierte die mittlere Differenz der potentiellen Temperaturen am geringsten zwischen der Kar- und Hangstation und am stärksten zwischen der Tal- und Karstation. Zwischen diesen beiden Stationen unterscheidet sich die gemittelte Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Klasse G1 und Klasse G3 um 0.6 K.

Die bisherigen Analysen der potentiellen Temperaturen von beiden Kampagnen machen deutlich, dass die Verwendung einer mittleren Differenz zur Berechnung der potentiellen Temperatur an anderen Punkten im Untersuchungsgebiet des Kärkevagges wenig Sinn macht. Darüber hinaus zeigt bereits die einfache Unterteilung der Wittersituationen in nur drei verschiedene Klassen, dass auch innerhalb einer Höhenstufe von einer einheitlichen Differenz der potentiellen Temperatur abzuraten ist. Vielmehr sollten bei einer Modellierung von potentiellen Temperaturen verschiedene Wittersituationen berücksichtigt werden können, da die mittlere Differenz der potentiellen Temperaturen selbst innerhalb eines Höhenbereiches stark variieren kann.

Die Klassifizierung eines gesamten Tages zu einer bestimmten Wittersituation kann problematisch werden, da sich z. B. innerhalb eines Tages das Wetter stark verändert. Wie die Datenauswertungen der Feldkampagnen 1995 und 1998 zeigen, kann dies speziell in polaren Gebieten in wenigen Stunden oder sogar innerhalb einer Stunde der Fall sein. Deshalb wurde, wie bei Escher-Vetter (2000), die bisherige Klassifizierung dahingehend verfeinert, dass für jede Witterungsklasse ein mittlerer Tagesgang der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen bestimmt wurde.

Diese mittleren Tagesgänge sind in den Abb. 4.33 bis 4.36 dargestellt. In ihnen wird deutlich, dass die gemittelte Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen den einzelnen Stationen im Laufe des Tages stark schwanken kann.

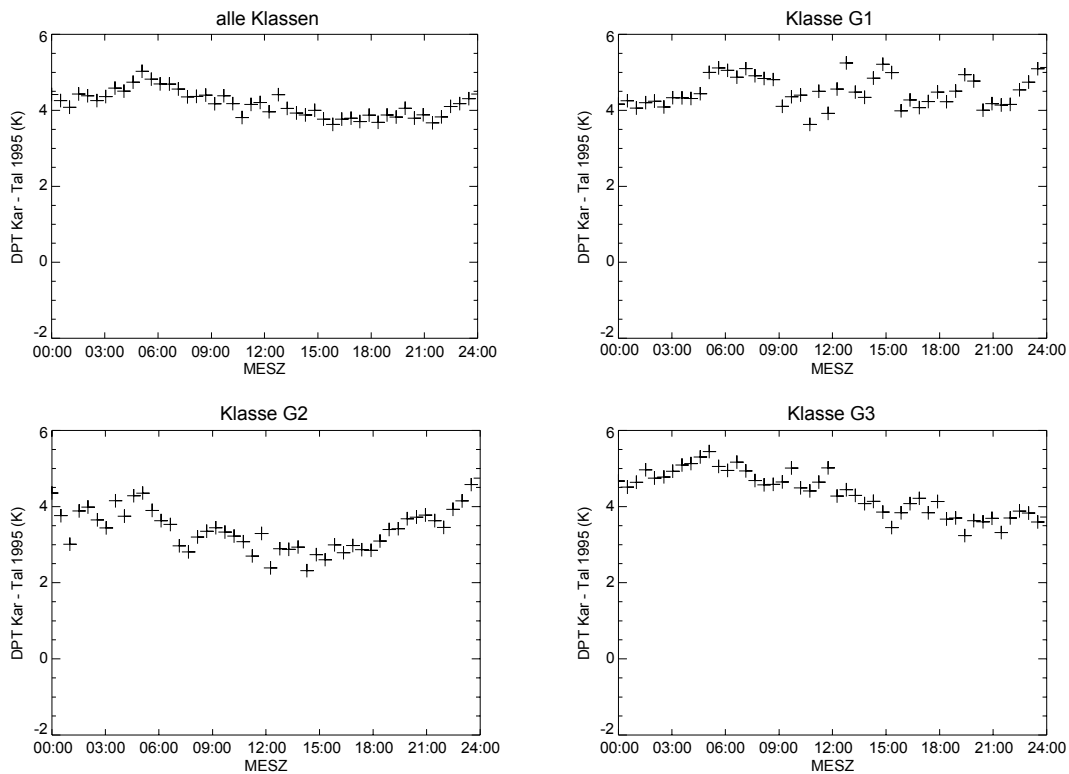


Abb. 4.33: Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Tal- und Karstation 1995. Dargestellt sind Mittelwerte über alle Klassen, sowie für die drei klassifizierten Witterungssituationen.

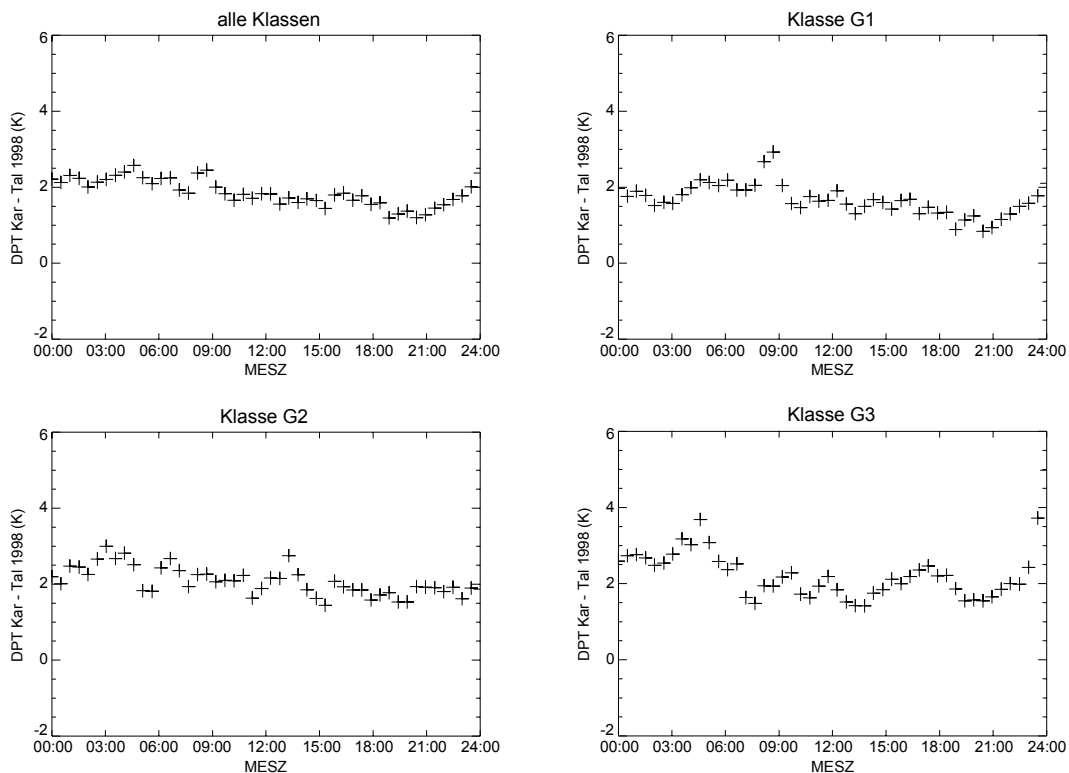


Abb. 4.34: Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Tal- und Karstation 1998. Dargestellt sind Mittelwerte über alle Klassen, sowie für die drei klassifizierten Witterungssituationen.

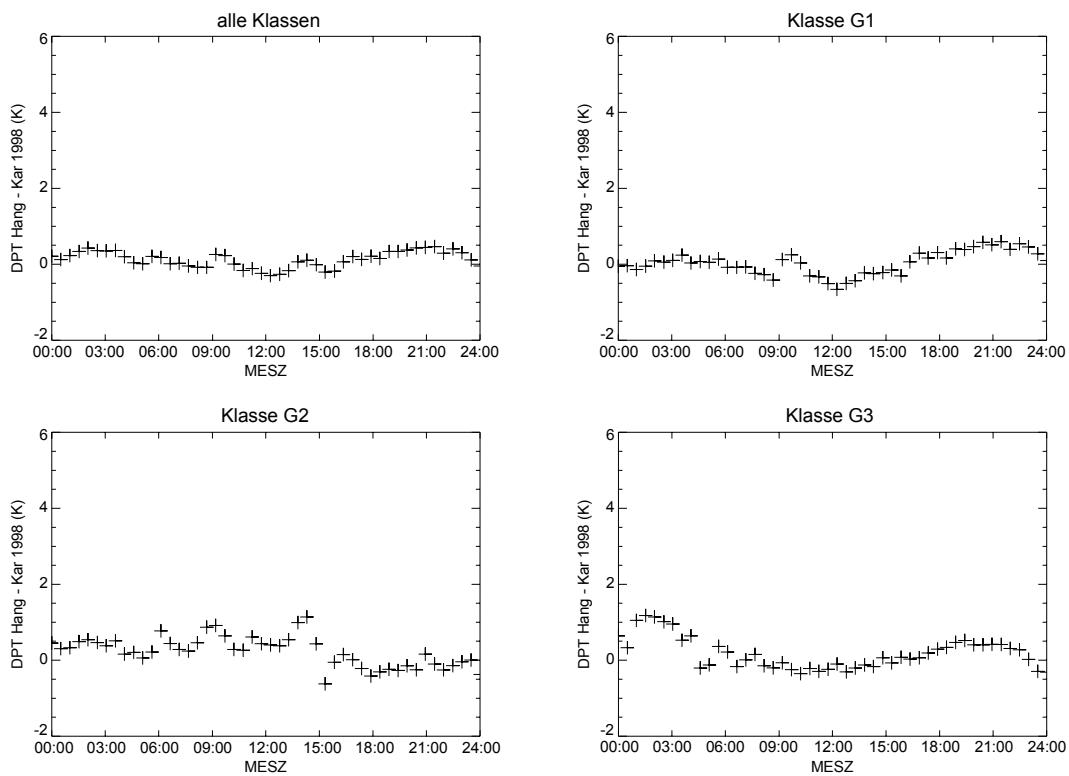


Abb. 4.35: Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Kar- und Hangstation 1998. Dargestellt sind Mittelwerte über alle Klassen, sowie für die drei klassifizierte Witterungssituationen.

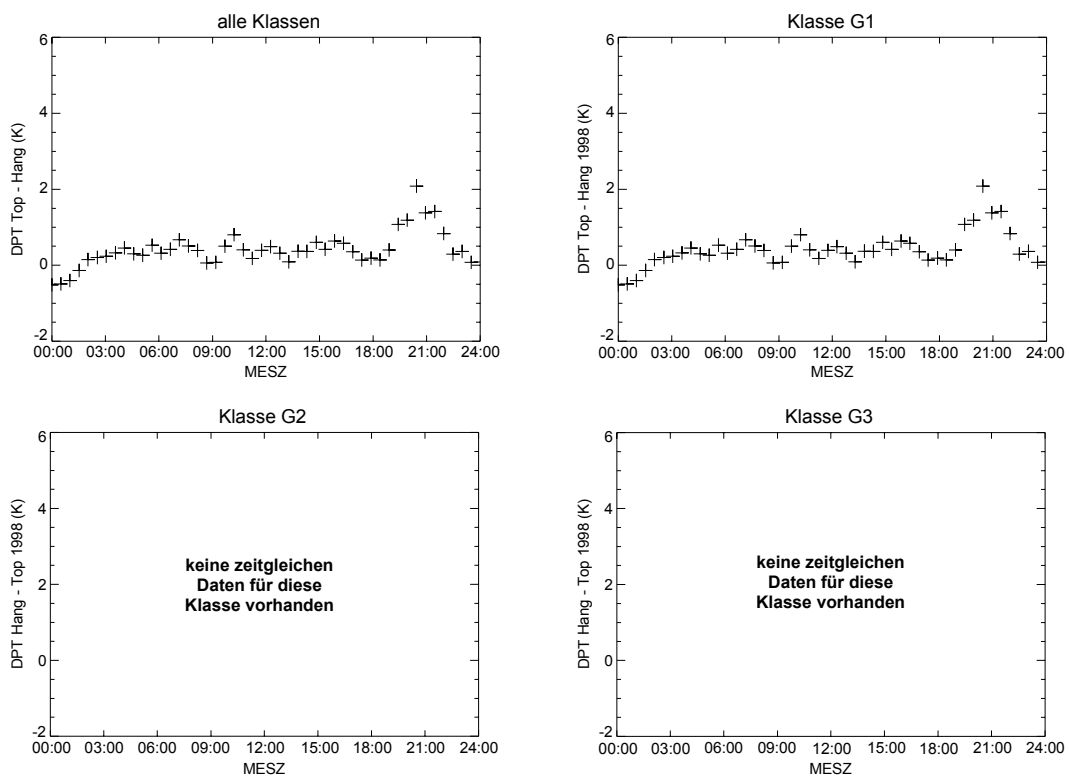


Abb. 4.36: Mittlere Tagesgänge der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen (K) zwischen Hang- und Topstation 1998. Dargestellt sind Mittelwerte über alle Klassen, sowie für die drei klassifizierte Witterungssituationen.

So ergaben sich z. B. während der Kampagne 1995 zwischen der Tal- und Karstation die größten Differenzen am Vormittag und die geringsten Differenzen am Nachmittag (Abb. 4.33). Je nach Witterung verschiebt sich das vormittägliche Maximum der Differenz der potentiellen Temperaturen.

An Sonnentagen mit nur geringer Bewölkung (Klasse G1) bildete sich durchschnittlich um 6.00 Uhr MESZ die größte positive Differenz aus. Zu dieser Zeit wird das Kar bereits von der Sonne beschienen, so dass sich dort die Luft erwärmen kann, während der Bereich der Talstation noch im Schatten liegt. An Tagen mit mittlerer Bewölkung ist dieses Maximum weniger stark ausgeprägt und bildet sich etwa gegen 5.00 Uhr MESZ aus. An Tagen mit starker Bewölkung ist dieses Maximum um 5.00 Uhr MESZ wieder gut zu erkennen. Die geringsten Differenzen der potentiellen Temperaturen ergaben sich durchschnittlich zwischen 15.00 Uhr und 21.00 Uhr MESZ. Für die Klassen G2 zwischen 12.00 Uhr und 15.00 Uhr MESZ und für die Klasse G3 zwischen 18.00 Uhr und 21.00 Uhr MESZ. An Sonnentagen (Klasse G1) ist kein eindeutiges Minimum in der Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Kar- und Talstation auszumachen.

Ein ganz ähnliches, wenn auch nicht so deutliches Muster, d. h. größte Differenzen am Vormittag und geringste Differenzen am Nachmittag, ergeben sich für den Tagesgang der gemittelten Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Kar- und Talstation während der Kampagne 1998. So wurde z. B. bei Witterung der Klasse G1 die größte Differenz zwischen 3.00 Uhr und 6.00 Uhr MESZ und die geringste Differenz zwischen 18.00 Uhr und 21.00 Uhr MESZ (Abb. 4.34) beobachtet. Das lokale Maximum zwischen 8.30 Uhr und 9.00 Uhr MESZ scheint eher eine Ausnahme zu sein, da der Wechsel zu Werten vor und nach diesem Termin sprunghaft und ohne Übergang erfolgt. An Tagen mit starker Bewölkung, d. h. bei Witterungen der Klasse G3 werden zusätzlich zum Minima am späten Nachmittag weitere Minima der Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen 6.00 Uhr und 9.00 Uhr MESZ und zwischen 12.00 Uhr und 15.00 Uhr MESZ sichtbar. Möglicherweise wird hier ein Effekt deutlich, der bisher nicht angesprochen und bei dieser Analyse nicht berücksichtigt werden konnte. Entscheidend für die Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen jeweils zwei Stationen ist, zu welcher Zeit die jeweiligen Stationen besonnt bzw. im Schatten liegen. Deutlich wurde dieser Effekt bei der Ausbildung der größten Differenzen zwischen 5.00 Uhr und 9.00 Uhr MESZ zwischen Kar- und Talstation 1995 für Witterungen der Klasse G1 (Abb. 4.33). Bei Witterungen der Klasse G3, also an Tagen mit starker Bewölkung kann es durchaus vorkommen, dass es kurze Zeiträume mit Sonnenschein gibt, aber nur eine der jeweils zwei Stationen beschienen werden. In solchen Zeiträumen ändert sich die Differenz der potentiellen Temperaturen, je nachdem welche der beiden Stationen von der Sonne beschienen wird. Stehen viele Tage einer Klasse zur Verfügung, so sollte der oben beschriebene Effekt bei der Berechnung

des mittleren Tagesgangs der Differenz der potentiellen Temperaturen gering ausfallen. 1998 wurden allerdings nur zwei Tage der Klasse G3 zugeordnet, so dass dieser Effekt für die starke Variation im Tagesgang der Differenz zwischen der Kar- und der Talstation verantwortlich sein könnte.

Ganz anders als zwischen Kar- und Talstation, verhält sich der Tagesgang der Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Hang- und Karstation (Abb. 4.35). Zwischen diesen beiden Stationen gibt es die größten Differenzen zu zwei Terminen im Laufe eines Tages, nämlich für Witterungen der Klasse G1 zwischen 3.00 Uhr und 6.00 Uhr MESZ, sowie um 21.00 Uhr MESZ. Bei Witterungen der Klasse G3 werden die größten Differenzen zwischen 0.00 Uhr und 3.00 Uhr MESZ und zwischen 18.00 Uhr und 21.00 Uhr MESZ erreicht. Die geringsten Differenzen der potentiellen Temperaturen werden tagsüber erreicht. Für Witterungen der Klasse G1 ist dies gegen 12.00 Uhr MESZ und für Witterungen der Klasse G3 zwischen 9.00 Uhr und 12.00 Uhr MESZ der Fall. Bei Witterungen der Klasse G2 variiert der Tagesgang der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Hang- und Karstation sehr stark, so dass für diese Witterungsklasse kein eindeutiges Maximum oder Minimum in der Differenz der potentiellen Temperaturen zu erkennen ist.

Auffallend ist außerdem, dass der Tagesgang der gemittelten Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen Hang- und Karstation für alle Klassen um 0 K variiert. 1998 variierte dieser Tagesgang zwischen der Kar- und der Talstation um 2 K und 1995 um 4 K. Offenbar bilden sich zwischen der Hang- und der Karstation keine, bzw. nur geringe inverse Luftmassenschichtungen aus.

Auch zwischen Top- und Hangstation variiert der Tagesgang der gemittelten Differenz der potentiellen Temperaturen für alle Klassen um 0 K (Abb. 4.36). Da keine zeitgleichen Daten für Witterungen der Klasse G2 und G3 zur Verfügung standen, begrenzt sich hier die Analyse auf Strahlungstage. Auffallend ist hierbei, dass die größte Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen der Top- und der Hangstation um 21.00 Uhr MESZ auftrat. Dies könnte dadurch zustande kommen, dass zu dieser Zeit an der Topstation noch die Sonne scheint, während die Hangstation im Schatten liegt und sich die Luft dort abkühlt.

Die erweiterte Analyse der mittleren Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen den Stationen in mittlere Tagesgänge für einzelne Witterungsklassifizierungen zeigt deutlich, dass noch innerhalb einer Klasse die Differenz der potentiellen Temperaturen zwischen jeweils zwei benachbarten Stationen im Laufe eines Tages stark variieren kann. Je nachdem, auf welcher zeitlichen Skala ein Modell nun die Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet des Kärkevagge berechnen soll, kann die oben gemachte Analyse für eine genaue Berechnung sehr wichtig sein. Gude et al. (2000)

zeigen z. B., wie schnell sich Schmelzwasser in einer Schneedecke ansammeln kann. Da der fühlbare Wärmestrom einen wesentlichen Beitrag zur Schneeschmelze liefern kann und dieser stark von der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit abhängt, ist also eine möglichst genaue räumliche Kenntnis der Lufttemperatur, bzw. der Differenzen der potentiellen Temperaturen in einzelnen Bereichen des Untersuchungsgebietes wichtig. Darüber hinaus sollten auch deren kurzzeitliche, z. B. stündliche, Variationen Berücksichtigung finden.

4.5 Die Windverteilung in komplexer Topographie

Die komplexen topographischen Gegebenheiten im Kärkevage Untersuchungsgebiet modifizieren in mehrfacher Hinsicht das Windfeld. Einerseits wird durch die Täler und Berge die Windrichtung stark beeinflusst. So sind an der Talstation die Hauptwindrichtungen durch die Orientierung des Kärkevage gekennzeichnet. Im Kärkerieppe, das nur nach Nordosten geöffnet ist, ist die freie Anströmung noch stärker eingeschränkt. Innerhalb des Kars kommt es zu sehr starken Verwirbelungen, wie die ständig wechselnden Windrichtungen während der Kampagne 1998 zeigten. Auch an der Hangstation wird die Windrichtung durch die Exposition modifiziert. Einzig an der Topstation ist eine freie Anströmung möglich. Andererseits spielt die Windrichtung für die Berechnung oder Messung des fühlbaren Wärmestroms keine Rolle. Vielmehr ist der Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Schneeoberfläche von der Windgeschwindigkeit abhängig. Deshalb wurde die Variation dieser Variablen zwischen den Stationen näher untersucht. Die Abb. 4.37 zeigt einen Vergleich von 30 Minuten Mittelwerten der Windgeschwindigkeit zwischen der Tal- und Karstation 1995 (a), sowie der Talstation und den übrigen Stationen 1998 (b-d). Im Jahre 1995 ist die Korrelation zwischen der Windgeschwindigkeit im Tal und im Kar sehr gering ($r^2_{tot} = 0.13$), während sie 1998 deutlich höher ist ($r^2_{tot} = 0.72$). Zur Hang- und Topstation nimmt die Korrelation der Windgeschwindigkeiten weiterhin ab. Hier zeigt sich, wie das komplexe Gelände bereits auf kurzen horizontalen und vertikalen Distanzen die Windgeschwindigkeit modifiziert. Die höheren Korrelationen zwischen den Stationen 1998 sind auf die insgesamt höheren Windgeschwindigkeiten in diesem Jahr zurückzuführen. Betrachtet man für den Vergleich der Windgeschwindigkeiten nur Werte zwischen $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, d.h. den gleichen Wertebereich wie 1995, so ergeben sich deutlich geringere Korrelationen in der Windgeschwindigkeit zwischen der Talstation und den übrigen Stationen. So beträgt z. B. die Varianzerklärung zwischen der Windgeschwindigkeit im reduzierten Wer-

tebereich (r^2_{10}) an der Tal- und Karstation 1998 nur noch 0.25 und zwischen Tal- und Topstation ist sie sogar 0.

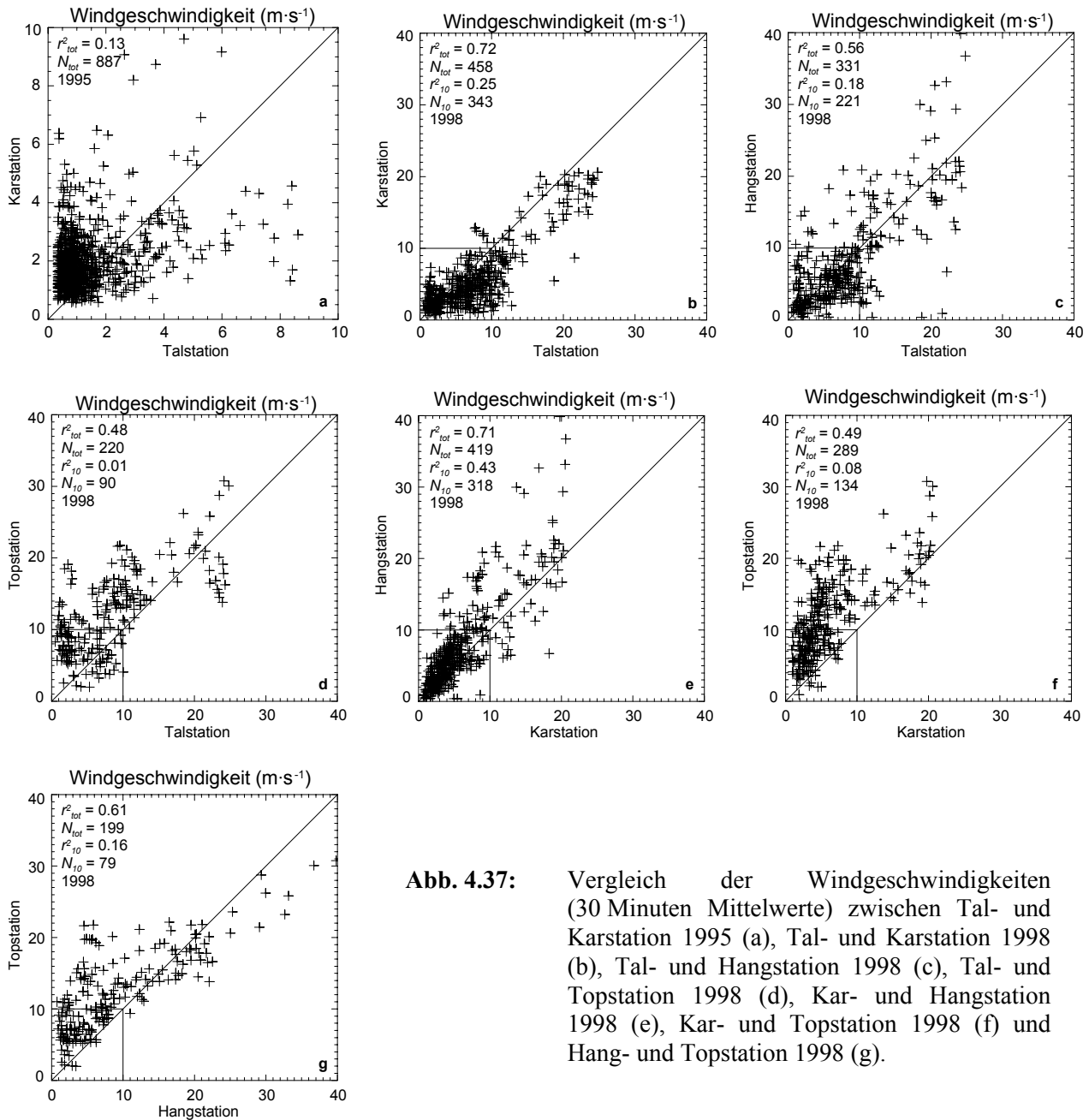


Abb. 4.37: Vergleich der Windgeschwindigkeiten (30 Minuten Mittelwerte) zwischen Tal- und Karstation 1995 (a), Tal- und Karstation 1998 (b), Tal- und Hangstation 1998 (c), Tal- und Topstation 1998 (d), Kar- und Hangstation 1998 (e), Kar- und Topstation 1998 (f) und Hang- und Topstation 1998 (g).

Dies bedeutet, dass es in einem komplexen Gelände wie dem Kärkevage, bei geringen Windgeschwindigkeiten, nicht möglich ist, aus den Windverhältnissen an der Talstation, die Windverhältnisse an den anderen Stationen abzuleiten. Erst bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten zwischen $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ zeigt sich ein fast linearer Zusammenhang zwischen Tal- und Karstation, wobei die Windgeschwindigkeit an der Talstation, bedingt durch den Kanalisierungseffekt des Kärke-

vagge, tendenziell höher ausfällt. Zur weiteren Analyse der Windverhältnisse im Kärkevage wurden die Windgeschwindigkeiten der Kampagne 1998 zwischen Kar- und Hangstation (Abb. 4.37e), Kar- und Topstation (Abb. 4.37f), sowie Hang- und Topstation (Abb. 4.37g) verglichen.

Die höchsten Korrelationen ergaben sich beim Vergleich der Windgeschwindigkeiten zwischen Kar- und Hangstation, sowohl für den gesamten Wertebereich ($r^2_{tot} = 0.71$) als auch bei Windgeschwindigkeiten kleiner gleich $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ($r^2_{10} = 0.43$). Beim Vergleich der Windgeschwindigkeiten zwischen Kar- und Topstation, sowie zwischen Hang- und Topstation fielen die Korrelationen, insbesondere bei Windgeschwindigkeiten unter $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, deutlich geringer aus ($r^2_{10} = 0.08$, bzw. $r^2_{10} = 0.16$). Ausschlaggebend für die höheren Korrelationen zwischen Kar- und Hangstation mag einerseits ihre räumliche Nähe sein. Zwischen allen anderen Stationen sind die Entfernungen deutlich größer.

5 Windfeldmodellierungen

Da der fühlbare Wärmestrom maßgeblich von der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit abhängt und, wie die Analysen im letzten Kapitel zeigten, insbesondere die Windgeschwindigkeit in komplexem Gelände eine starke räumliche Variation aufweist, die nicht allein von der Höhe abhängt, wird in diesem Kapitel versucht, flächenhafte Windinformationen mit Hilfe von Windfeldsimulationsprogrammen zu ermitteln. Dazu wurden zwei verschiedene Modelle verwendet. Für die Simulationen im Gebiet des Kärkevagge wurde für beide Modelle ein Bereich von $6200 \times 6200 \text{ m}^2$ festgelegt. Für diesen Bereich stand ein digitales Höhenmodell mit einer horizontalen Auflösung von 50 m zur Verfügung, das für die Simulationen mit einer bilinearen Interpolation auf ein gröberes Gitter mit 200 m Auflösung umgerechnet wurde.

5.1 Das MSFD-Modell

Das MSFD (Mixed Spectral Finite-Difference) Modell ist ein numerisches, stationäres, dreidimensionales Modell zur Berechnung der Windvariationen in einem komplexen Gelände mit einem geländefolgenden Koordinatensystem unter der Annahme einer neutralen thermischen Stabilität. Für die Berechnung werden flächenhafte Informationen über die Rauigkeitslänge und die Geländehöhe benötigt, wobei die Neigung des Geländes kleiner als 0.5 sein sollte. Das Modell ermöglicht eine hohe räumliche Auflösung zwischen 10 km und 100 m und hat als komplexestes turbulentes Schließungsschema ein $E-\varepsilon-\tau$ Schema, das für die Simulationen in dieser Untersuchung verwendet wurde. Detailliertere Informationen über das MSFD-Modell finden sich bei Beljaars et al. (1987), Karpik (1988), Karpik et al. (1995), sowie Walmsley und Prado (1990). Die Berechnungen wurden freundlicherweise von Irene Lehner, einer Mitarbeiterin, durchgeführt.

5.2 MetPhoMod

Beim **M**eteorologischen **P**hotochemischen **M**odell (MetPhoMod) handelt es sich um ein dreidimensionales, prognostisches Eulermodell, das von Perego (1996) ursprünglich zur Simulation von mesoskaligen meteorologischen Prozessen und zur Untersuchung des Sommersmogs entwickelt wurde. Mit MetPhoMod lassen sich dynamische, meteorologische Prozesse, Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Bodenoberfläche, kurz- und langwellige Strahlungstransporte, Wolken

und Regen, chemische Prozesse, sowie Emissionen und Depositionen miteinander koppeln, wobei einzelne Programmoptionen ein- oder ausgeschlossen werden können. MetPhoMod verwendet ein rechtwinkliges Gitter. Die Höhe der Gitterzellen ist variabel. Dadurch lässt sich das Modell auch bei sehr komplexen Topographien einsetzen. Für diese Studie wurden nur die meteorologischen Programmoptionen genutzt. Eine detaillierte Beschreibung der gesamten Modellphysik findet sich bei Perego (1996) und eine genaue Programmbeschreibung bei Perego (1999). Eine kurze Beschreibung der meteorologischen Modellphysik gibt Müller (2001), der freundlicherweise auch die Simulationen mit MetPhoMod für das Kärkevage durchführte (Müller, 2001).

Da MetPhoMod mit einem rechtwinkligen Gitter arbeitet, mussten die Modellergebnisse in ein geländefolgendes Koordinatensystem umgerechnet werden, um sie mit den Ergebnissen des MSFD-Modells vergleichen zu können. Die Umrechnung, die auch den logarithmischen Verlauf des bodennahen Windfeldes berücksichtigt, ist bei Müller (2001) beschrieben.

Für die Anfangsbedingungen der jeweiligen Modellläufe wurden einerseits Messwerte der Kärkevage Feldkampagne 1998 und andererseits NCEP/NCAR Reanalyse-Daten verwendet. Werden Messwerte verwendet, so können diese fehlerbehaftet sein, oder sich nicht im Gleichgewicht befinden. Zu Beginn einer Simulation passt sich das Modell den nicht im Gleichgewicht befindlichen Anfangsbedingungen an, ohne eine sinnvolle Vorhersage zu berechnen. Ist das Ungleichgewicht zu groß, so kann MetPhoMod nicht starten. Um Untersuchungen mit höheren Windgeschwindigkeiten durchführen zu können, wurde die antreibende Windgeschwindigkeit schrittweise erhöht und zwar immer dann, wenn sich bei den vorherigen Bedingungen ein stationärer Zustand eingestellt hatte. Welche Bedingungen gewählt werden müssen, hängt von der jeweiligen Topographie des Untersuchungsgebietes ab. Für das Kärkevage betrug die Anfangswindgeschwindigkeit $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, die alle 20 Minuten um $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ erhöht wurde. Um herauszufinden, wann sich ein stationärer Zustand einstellt, hat Müller (2001) die für jede Minute berechneten Windfelder in den ersten 60 Minuten einer Simulation analysiert. Aus der zeitlichen Entwicklung der Windfelder hat Müller (2001) ein Konvergenzkriterium für einen stationären Zustand abgeleitet. Zu diesem Zweck berechnete er die Zunahmen der u -, v - und w -Windgeschwindigkeitskomponenten für jede Minute. Es zeigte sich, dass nach 15 Minuten keine der drei Windkomponenten mehr als $0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ von seinem Wert eine Minute vorher abwich. Damit kann angenommen werden, dass das Windfeld einen stationären Zustand erreicht hatte.

Für einen Modelllauf mit MetPhoMod wurden von einigen meteorologischen Variablen vertikale Profile benötigt. Da es in der Nähe des Kärkevage aber keine Radiosondenaufstige gibt, aus denen die benötigten Daten ableitbar wären, wurde von Müller (2001) das von Scherer (1994) entwickelte

Modell VAP zur Berechnung von Vertikalprofilen von meteorologischen Variablen übernommen und modifiziert.

Bevor die Simulationen mit MetPhoMod durchgeführt werden konnten, musste noch die am besten geeignete Auflösung des digitalen Höhenmodells (DGM) bestimmt werden. Ursprünglich hatte das DGM des Kärkevagge eine horizontale Auflösung von 50 m. Mittels bilinearer Interpolationen berechnete Müller (2001) geringere horizontale Auflösungen bis zu 2000 m. So konnte er demonstrieren, wie mit immer geringerer Auflösung immer mehr Merkmale der Topografie verloren gingen. So zeigte sich z. B., dass bei einer Auflösung von 1000 m das Kärkerieppe nicht mehr zu erkennen war und damit die meisten Simulationsmodelle zur Berechnung von Windfeldern im Kärkevagge nicht verwendet werden können, da sie keine höhere Auflösung als 1000 m ermöglichen. Die höchste horizontale Auflösung, die MetPhoMod unterstützt, liegt bei 100 m. Allerdings erfüllten die Simulationen für das Kärkevagge mit einer Auflösung von 100 m nicht die Courant-Friedrich-Levy (CFL) Bedingung:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{c} \quad (5.1)$$

bei dem Δx die Breite einer Gitterbox im Modell, und c die Geschwindigkeit des schnellsten Signals ist, die normalerweise der Schallgeschwindigkeit entspricht. Die CFL-Bedingung besagt also, dass der Zeitschritt einer Integration kleiner sein muss, als die Zeitspanne, die eine Schallwelle braucht, um eine Gitterzelle horizontal zu durchlaufen. Damit konnte für das Kärkevagge bei einer Anfangsgeschwindigkeit von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ eine horizontale Auflösung von 200 m verwendet werden, bei der auch das Kärkerieppe noch gut repräsentiert wird. Bei dieser Auflösung wurden auch die Berechnungen um den Faktor 16 schneller als bei einer Auflösung von 50 m.

5.3 Windgeschwindigkeit und Stabilität

Die ersten Untersuchungen des Windfeldes im Kärkevagge beschäftigten sich mit dem Einfluss der Topografie bei unterschiedlichen Ausgangswindgeschwindigkeiten, bzw. mit den Auswirkungen von unterschiedlichen Stabilitätsbedingungen auf das Windfeld. Für die erste Untersuchung wurden Simulationen mit zwei verschiedenen Ausgangswindgeschwindigkeiten von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ durchgeführt. Die Windkomponenten der resultierenden Windfelder wurden mit den jeweiligen Ausgangswindgeschwindigkeiten normalisiert und anschließend voneinander subtrahiert. Die sich

ergebenden normalisierten Differenzvektoren sind in Abb. 5.1 dargestellt. Bei der Darstellung ist zu beachten, dass die Richtung der Pfeile nicht der wirklichen Windrichtung entsprechen. So bedeutet ein Pfeil, der von links nach rechts zeigt, dass die Strömung nach Osten bei der Simulation mit $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ stärker ist als bei der Simulation mit $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Zeigt der Pfeil in die andere Richtung, so ist die Strömung bei der Simulation mit $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ schwächer als bei der Simulation mit $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

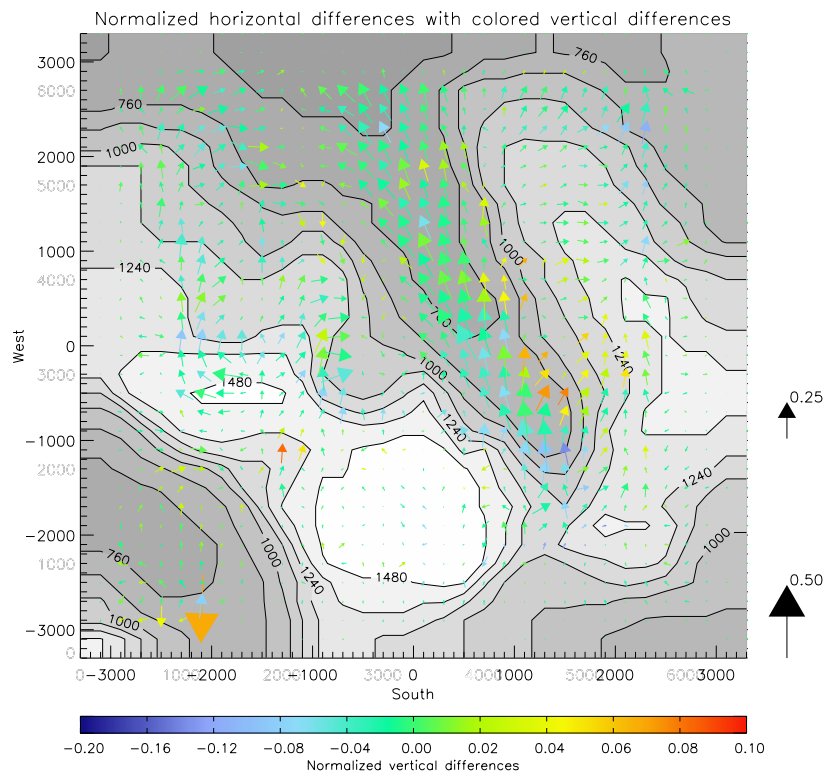


Abb. 5.1: Einfluss der Topografie im Kärkevagge auf das Windfeld, 10 m über dem Boden. Gezeigt werden die normalisierten Differenzvektoren zwischen den Anströmwindgeschwindigkeiten von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ im geländefolgenden Koordinatensystem bei einer Anströmrichtung von 180° (Müller 2001).

Die Abb. 5.1 zeigt, dass die stärksten Veränderungen der Strömung im Kärkevagge stattfinden. Dort nimmt die Windgeschwindigkeit bei der höheren Ausgangswindgeschwindigkeit von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ überproportional zu. Da die Differenzen in der u -Komponente negativ sind, nimmt der Kanalisierungseffekt mit höheren Windgeschwindigkeiten ab. In den Bereichen, in denen der Differenzvektor sehr klein ist, wie z. B. auf dem hohen Plateau etwas unterhalb der Bildmitte, nimmt die Windgeschwindigkeit bei höherer Ausgangsgeschwindigkeit linear mit dieser zu. Bei höheren Windgeschwindigkeiten tendiert die Strömung eher dazu, ein Hindernis zu über- als zu umströmen. Am Höhenrücken östlich des Kärkevagge ist dies zu erkennen. Dieser Höhenrücken ist so orientiert,

dass die Luftströmung eine positive u -Komponente haben muss, wenn sie darüber strömt. Die positive u -Komponente in den Differenzvektoren weist auf eine stärkere Strömung über diesen Rücken hin.

Wie stark unterschiedliche Stabilitätszustände das Strömungsfeld in komplexer Topographie beeinflussen, hat Müller (2001) ebenfalls untersucht. Dazu wurden Simulationen für eine stabile bzw. neutrale Schichtung durchgeführt. Für die Simulation bei stabiler Schichtung wurde ein positiver potentieller Temperaturgradient von $0.0033 \text{ K}\cdot\text{m}^{-1}$ angenommen. Im neutralen Fall wurde angenommen, dass die potentielle Temperatur mit der Höhe konstant bleibt. Wieder wurden für jede Windkomponente Differenzvektoren zwischen dem Strömungsfeld unter neutralen und unter stabilen Bedingungen berechnet und in Abb. 5.2 dargestellt.

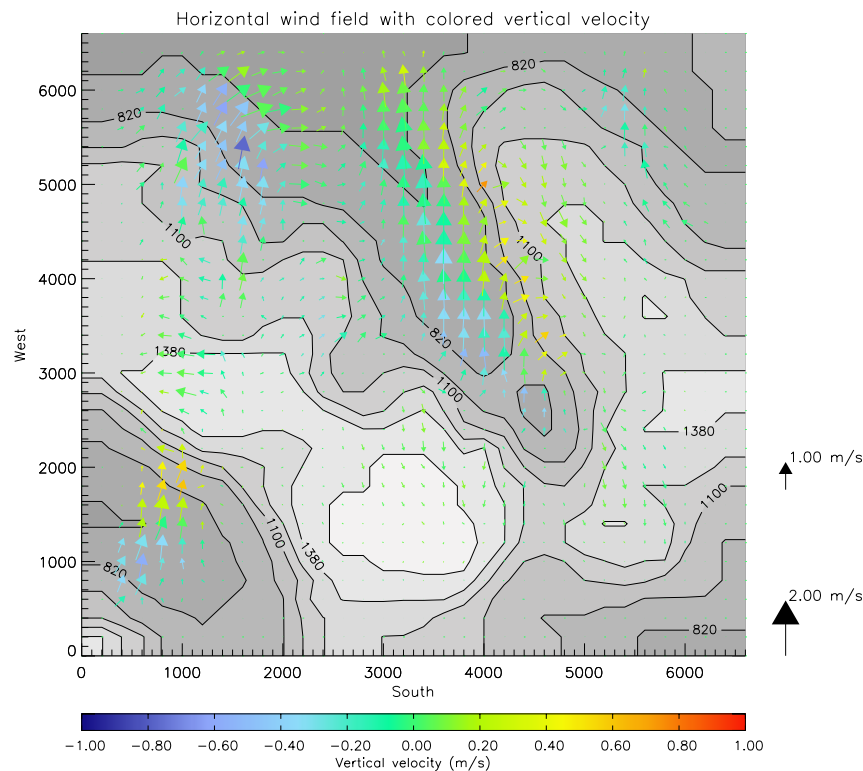


Abb. 5.2: Effekte verschiedener Stabilitätsbedingungen, 10 m über dem Boden, in einem geländefolgendem Koordinatensystem. Gezeigt werden die Differenzen zwischen neutralem und stabilem Windgeschwindigkeitsfeld. Die Ausgangswindgeschwindigkeit betrug $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ aus 177° (Müller, 2001).

Die Ausgangswindgeschwindigkeit betrug $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ bei einer Anströmrichtung von 177° . Die Unterschiede im Kärkevagge sind am größten in Nord-Süd Richtung. Da in dieser Richtung die Windge-

schwindigkeitskomponente im neutralen Falle größer als im stabilen Fall ist, bedeutet dies, dass unter neutralen Bedingungen eine geringere Kanalisierung erfolgt und die Strömung näher an der Anströmrichtung bleibt. Bei neutralen Bedingungen ergeben sich auch größere Vertikalgeschwindigkeiten. Die gesamte Energie, also die Summe aus potentieller und kinetischer Energie, ist in beiden Simulationen gleich. Da für Vertikalbewegungen in stabiler Schichtung mehr Energie aufgewendet werden muss als in neutraler Schichtung und diese Energie der kinetischen Energie entnommen wird, ist also die Vertikalgeschwindigkeit unter stabilen Bedingungen geringer als unter neutralen Bedingungen.

5.4 Vergleich von MetPhoMod mit MSFD

Weiterhin hat Müller (2001) Windfelder verglichen, die mit dem MetPhoMod und dem MSFD-Modell für das Kärkevage berechnet wurden. Für einen Vergleich sollten beide Modelle die gleichen Ausgangsbedingungen verwenden. Da MSFD nur unter neutralen Bedingungen läuft, wurde für MetPhoMod ebenfalls eine neutrale Schichtung angenommen. Um die neutralen Bedingungen während der Integrationszeit beizubehalten, wurden die Strahlungsflussmodule in MetPhoMod deaktiviert. Für MetPhoMod wurde die höchste mögliche horizontale Auflösung von 200 m verwendet. Beim MSFD-Modell wurde eine horizontale Auflösung von 50 m verwendet, um möglichst viele topographische Details aufzulösen. Es wurden zwölf verschiedene Windrichtungen simuliert, beginnend bei 0° und einer Schrittweite von 30° . Als Anströmgeschwindigkeit wurde jeweils $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ gewählt. Bei den Vergleichen wurde jeder Gitterpunkt des MetPhoMod-Modells mit dem am nächsten liegenden Gitterpunkt des MSFD-Modell verglichen. Dazu mussten die Ergebnisse von MetPhoMod auf die jeweilige Vergleichshöhe über Grund umgerechnet werden.

Bei allen zwölf Anströmrichtungen wird das Strömungsfeld im MSFD-Modell stärker durch die Topographie beeinflusst als bei MetPhoMod. Das MSFD-Modell errechnete auch stärkere Vertikalwinde als MetPhoMod. Im folgenden wird beispielhaft eine Südanströmung aus 180° mit einer Geschwindigkeit von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ genauer analysiert. Die Abb. 5.3 zeigt die geländefolgenden Windfelder 10 m bzw. 250 m über Grund. Der mit MetPhoMod berechnete horizontale Wind ist in blau dargestellt; rot wurde für das Ergebnis des MSFD-Modells verwendet. Der gemeinsame Fußpunkt jeden Pfeilpaares repräsentiert den Ort für den die Werte gültig sind. Das hat den Vorteil, dass die Richtungen direkt verglichen werden können. Da nur der zentrale Ausschnitt des Kärkevage Untersuchungsgebietes verglichen wird, können Effekte am Rand des Untersuchungsgebietes vernachlässigt werden. Dennoch zeigen die MSFD-Ergebnisse sehr hohe Windgeschwindigkeiten im südli-

chen Randbereich und geringe Windgeschwindigkeiten im nordwestlichen Rand des Gebietes. Dieses Muster scheint ein Problem des Randbereichs zu sein, da eine so große Windabschwächung auf einer so kurzen Distanz unrealistisch erscheint. Das Nachlassen der Windgeschwindigkeit ist nicht durch die Oberfläche verursacht, da dieses Muster in den Ergebnissen sowohl für 10 m, als auch für 250 m über Grund beim MSFD-Modell zu finden ist, aber nicht bei MetPhoMod. Da das Gelände in diesen Bereichen relativ einheitlich ist, sollten auch beide Modelle ein relativ ähnliches Windfeld berechnen. Im inneren Bereich des Kärkevage, 250 m über Grund, sind die Ergebnisse beider Modelle auch sehr ähnlich, so dass die starken Unterschiede an den Rändern auf Randeffekte zurückzuführen sind. 10 m über Grund gibt es zwischen den Modellen zum Teil erhebliche Unterschiede für die Windgeschwindigkeit und -richtung. Beim MSFD-Modell hat die Topographie einen stärkeren Einfluss auf die Windrichtung als bei MetPhoMod. Dies wird besonders im Kärkerieppe am Koordinatenpunkt [-600,-200] deutlich. MetPhoMod berechnet nur eine geringe Abweichung von der Anströmrichtung nach links, das MSFD-Modell dagegen eine starke Abweichung nach rechts.

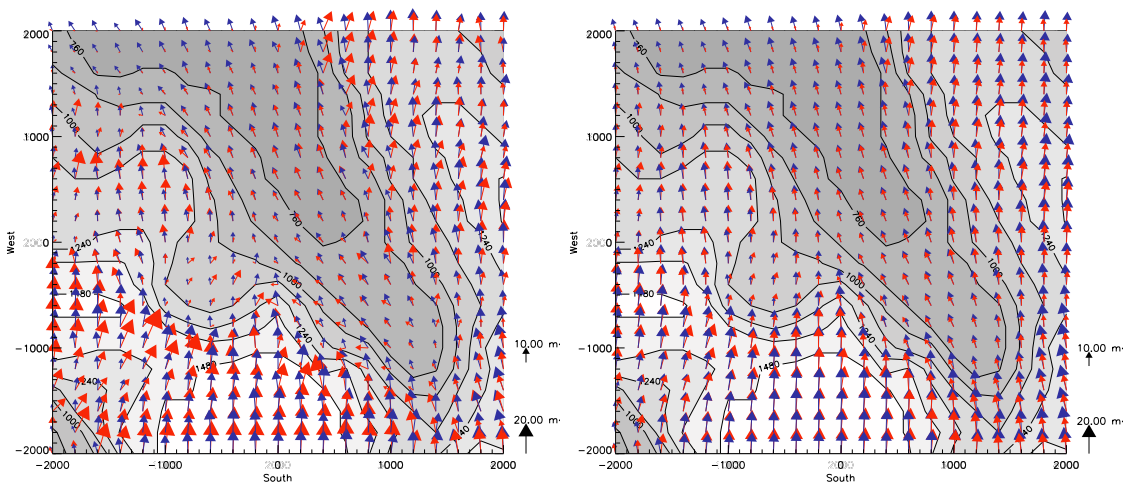


Abb. 5.3: Horizontale Windfelder, gerechnet mit MetPhoMod (blaue Pfeile), und MSFD (rote Pfeile) für eine Ausgangswindgeschwindigkeit von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und einer Anströmrichtung von 180° . Die Höhe über Grund beträgt 10 m (linkes Bild) und 250 m (rechtes Bild), nach Müller (2001).

Das MSFD-Modell berechnet auch eine leicht stärkere Kanalisierung des Strömungsfeldes im Kärkevage. Am Höhenrücken im Nordosten weicht das Strömungsfeld allerdings stärker bei MetPhoMod als beim MSFD-Modell ab. Diese ergeben sich aus den dortigen geringeren Vertikalgeschwindigkeiten (siehe Abb. 5.4), da die Strömung eher um als über den Höhenrücken erfolgt.

Ein Vergleich der beiden Modelle ist generell etwas schwierig, da die Vertikalkomponente verschieden definiert ist. Für einen Vergleich müssen die Ergebnisse immer in das jeweilige andere Koordinatensystem umgerechnet bzw. interpoliert werden. Dadurch können zusätzliche Fehler auftreten. Wie gut die einzelnen Modelle sind zeigt sich erst im Vergleich zu Bodenmessungen.

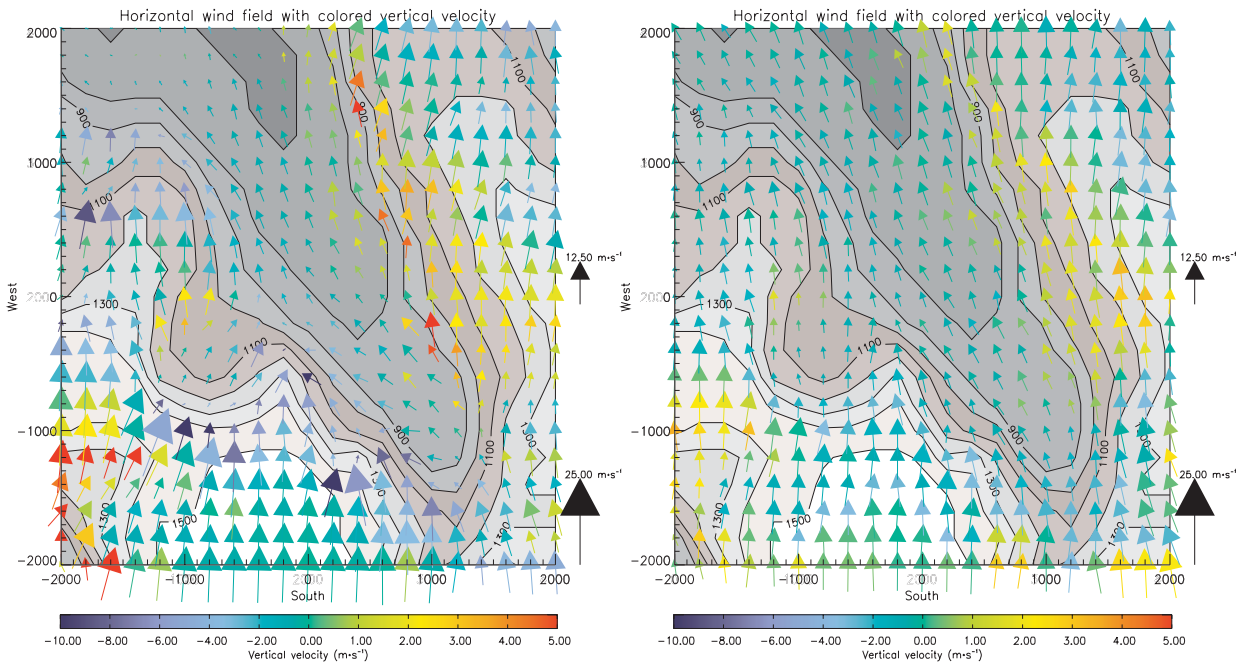


Abb. 5.4: Horizontale Windfelder mit farbig dargestellter vertikaler Windgeschwindigkeit, gerechnet mit MSFD (links) und MetPhoMod (rechts), für eine Ausgangswindgeschwindigkeit von $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und eine Anströmrichtung von 180° , nach Müller (2001).

5.5 Vergleich von MetPhoMod und MSFD mit Bodenmessungen

Während der Feldkampagne 1998 wurden vom 23. Mai bis 21. Juni an vier Stationen Messungen durchgeführt. Da das MSFD-Modell nur Starkwindsituationen unter neutralen Bedingungen simulieren kann, wurden in den Messdaten Zeiträume gesucht, in denen diese Konditionen erfüllt waren. Über einen Zeitraum von sechs Stunden sollte die Windgeschwindigkeit an der Topstation mindestens $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ betragen und möglichst keine starken Schwankungen aufweisen. Zusätzlich sollte die an der Topstation gemessene Windrichtung in diesem Zeitraum innerhalb eines 30° breiten Sektors bleiben. Nur am 2. Juni waren alle genannten Einschränkungen erfüllt. Die Idee war, das Modell mit solchen Randbedingungen zu betreiben, dass die an der Topstation berechneten und gemessenen Windbedingungen übereinstimmten. Die übrigen drei Messstationen können dann zur Validie-

ung des Modells verwendet werden. Leider hatte die Hangstation am 2. Juni einen Datenausfall, so dass für die Validierung nur Daten der Kar- und Talstation herangezogen werden konnten. Die Abbildungen 5.5 bis 5.7 zeigen die zeitliche Variation von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Top-, Tal- und Karstation.

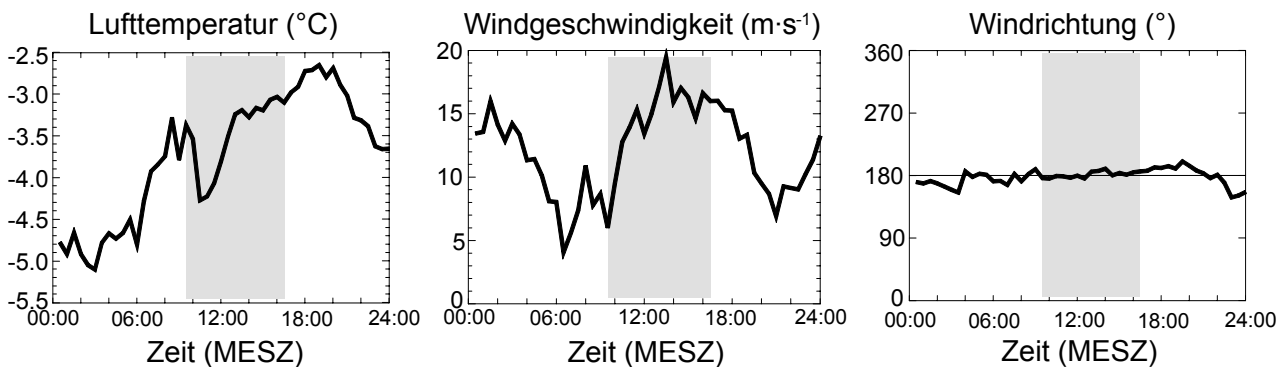


Abb.5.5: 30 Minuten Mittelwerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Topstation am 02.06.1998. Der grau hinterlegte Bereich markiert den Validierungszeitraum von 9.30 Uhr bis 16.30 Uhr.

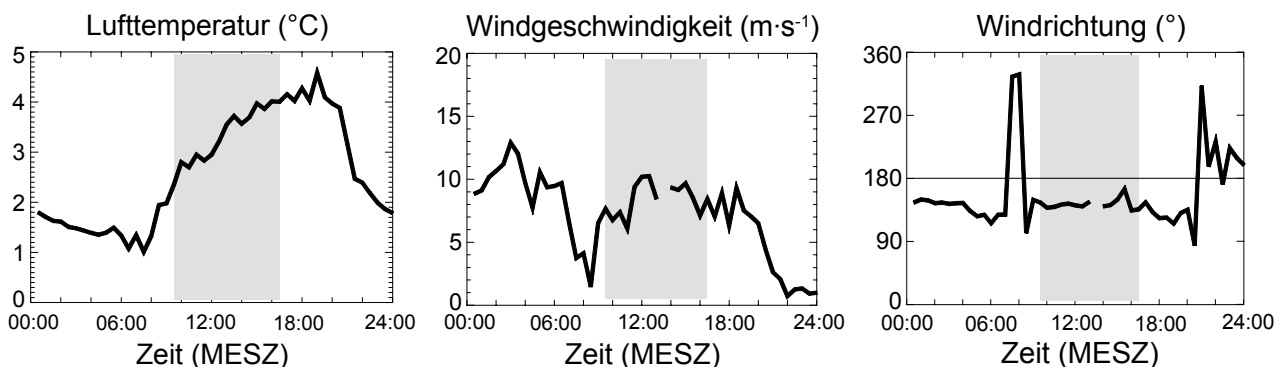


Abb.5.6: 30 Minuten Mittelwerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Talstation am 02.06.1998. Der grau hinterlegte Bereich markiert den Validierungszeitraum von 9.30 Uhr bis 16.30 Uhr.

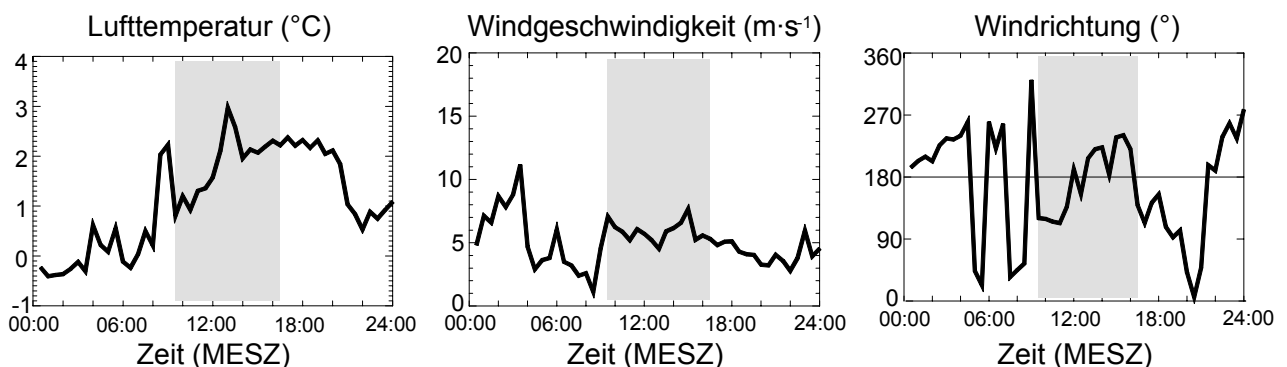


Abb.5.7: 30 Minuten Mittelwerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Karstation am 02.06.1998. Der grau hinterlegte Bereich markiert den Validierungszeitraum von 9.30 Uhr bis 16.30 Uhr.

Tab 5.1: Mittelwerte der Messwerte im Validierungszeitraum 9.30 Uhr bis 16.30 Uhr am 2. Juni 1998.

Station	Variable	Messhöhe über Schnee (m)	Mittelwert	Minimum	Maximum
Topstation	Windrichtung (°)	3.45	188	181	196
		0.55	183	175	191
	Windgeschwindigkeit (m·s ⁻¹)	2.55	15.6	12.8	19.5
Talstation	Windrichtung (°)	0.85	141	123	164
		2.28	8.4	6.1	10.3
	Windgeschwindigkeit (m·s ⁻¹)	2.28	8.4	6.1	10.3
Karstation	Windrichtung (°)	3.60	171	114	241
		3.60	2.9	2.0	6.9
	Windgeschwindigkeit (m·s ⁻¹)	3.60	2.9	2.0	6.9
Verhältnis der Windgeschwindigkeit Topstation : Talstation			1.86		
Änderung der Windrichtung Topstation - Talstation			47°		

Da die Modelle jeweils stationäre Zustände modellieren, wurden über einen Zeitraum von sieben Stunden, und zwar von 9.30 Uhr bis 16.30 Uhr MESZ, die Mittelwerte von Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Lufttemperatur berechnet. Dieser Zeitraum ist in den Abbildungen 5.5 bis 5.7 jeweils grau hinterlegt. Die Messwerte, mit denen die Modelle validiert wurden, sind in Tab. 5.1 zusammengefasst. Dabei sind bei einem Vergleich die Werte der Karstation kritisch zu betrachten, da an dieser Station Windgeschwindigkeit und -richtung starke unkorrelierte Variationen zeigen, die bereits in Kapitel 4 angesprochen wurden.

Dazu muss gesagt werden, dass eine Verifizierung eines Modells nicht möglich ist. Einzig seine Plausibilität lässt sich evaluieren. Für eine Validierung eines Modells bräuchte man eine Vielzahl von Messstationen auf einem regulären Gitter, das möglichst genau mit dem Gitter des Modells übereinstimmt und zusätzlich Messungen in größere Höhen. In der Praxis können die Modellergebnisse oft nur mit wenigen Messungen verglichen werden. Eine weitere Problematik besteht darin, dass in einem Modell oft Vereinfachungen gemacht werden müssen, um die physikalischen Prozesse mathematisch darstellen zu können. Auch beim Vergleich der Modellergebnisse mit den Messdaten wurden Vereinfachungen gemacht. Bei der Berechnung des Windgeschwindigkeitsverhältnisses zwischen der Top- und Talstation sollten die Windgeschwindigkeiten jeweils in der gleichen Höhe über dem Boden ausgegeben bzw. gemessen werden. Bei beiden Modellen ist ein Ausgabenniveau von 10 m über Grund gegeben. Bei den Messungen wurden die Windgeschwindigkeiten jeweils in unterschiedlichen Niveaus gemessen. Es wurde allerdings darauf verzichtet, die gemessenen Windgeschwindigkeiten in ein gemeinsames Niveau über dem Schnee zu berechnen, da über das Windgeschwindigkeitsprofil an der Topstation zu wenig Informationen vorlagen. Aus dem gleichen

Grund wurden auch die Messwerte für die Berechnung der Änderung der Windrichtung zwischen der Top- und Talstation unverändert gelassen.

Im Allgemeinen ist ein Vergleich von Modellergebnissen mit Bodenmessungen schwierig, da insbesondere in niedrigen Niveaus, die Messungen durch Rauigkeiten und Hindernisse in der Nähe des Messortes beeinflusst sind und solche Einflüsse oft auf Skalen erfolgen, die vom Modell nicht aufgelöst werden können.

Da MetPhoMod-Simulationen mit verschiedenen Stabilitäten erlaubt, hat Müller (2001) das gleiche Szenario mit verschiedenen Stabilitäten berechnet. Im stabilen Fall sollte die virtuelle potentielle Temperatur mit $0.0033 \text{ K}\cdot\text{m}^{-1}$ zunehmen, während sie im neutralen Fall konstant gehalten wurde. Die MetPhoMod-Ergebnisse für die verschiedenen Stabilitäten, für zehn Meter über Grund sind in Tab. 5.2 zusammengefasst. Bei den Simulationen wurde eine Ausgangswindgeschwindigkeit von $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ aus 185° verwendet, die den gemessenen Bedingungen an der Topstation sehr nahe kam.

Tab. 5.2: MetPhoMod-Ergebnisse für verschiedene Stabilitäten für zehn Meter über Grund bei einer Anströmgeschwindigkeit von $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ aus 185° im Vergleich zu gemittelten Messwerten.

Station	Variable	neutrale Schichtung	stabile Schichtung	gemittelter Messwert
Topstation	Windrichtung ($^\circ$)	188	188	188
	Windgeschwindigkeit ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	14.4	14.0	15.6
Talstation	Windrichtung ($^\circ$)	166	157	141
	Windgeschwindigkeit ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	9.4	7.9	8.4
Karstation	Windrichtung ($^\circ$)	184	181	171
	Windgeschwindigkeit ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	8.5	7.2	2.9
Verhältnis der Windgeschwindigkeit Topstation : Talstation		1.53	1.78	1.86
Änderung der Windrichtung ($^\circ$) Topstation - Talstation		22	31	47

Die Ergebnisse für die stabile Schichtung kommen den Messergebnissen näher als die für die neutrale Schichtung. Bei der stabilen Schichtung wird zwar die Windgeschwindigkeit an der Topstation weniger gut wiedergegeben, dafür sind aber an der Talstation sowohl die Windgeschwindigkeit, als auch die Windrichtung bei der stabilen Schichtung besser wiedergegeben als bei der neutralen Schichtung. Auch beim Verhältnis der Windgeschwindigkeit zwischen Top- und Talstation liegt das Ergebnis bei der stabilen Schichtung näher bei den Messergebnissen als bei der neutralen Schichtung. Gleiches gilt für die Änderung der Windrichtung zwischen Top- und Talstation. Bei der stabili-

len Schichtung wird allerdings die Windgeschwindigkeit an der Top- und Talstation geringer berechnet als sie gemessen wurde. An der Karstation dagegen wird sie zu hoch modelliert.

Beim geländefolgenden Koordinatensystem des MSFD-Modells ist mit acht Schichten in den ersten zehn Metern über Grund eine deutlich bessere vertikale Auflösung gegeben. Mit den an den Messstationen jeweils gemessenen Schneehöhen war eine Interpolation der Simulationsergebnisse auf die jeweiligen Messhöhen möglich. Die MSFD-Simulationsergebnisse für zwei Meter über Grund und interpoliert auf die jeweiligen Messhöhen sind in Tab. 5.3 zusammengefasst. Bei der Interpolation der Modellergebnisse auf das Niveau der Messungen macht die Zunahme der Windgeschwindigkeit bei einer neutralen Schichtung durchaus Sinn, da sich die Messniveaus für die Windgeschwindigkeit alle über zwei Meter über der Schneeoberfläche befanden. Allerdings wird die Windgeschwindigkeit an der Topstation zu hoch und gleichzeitig an der Talstation zu gering berechnet. Wie auch bei MetPhoMod, modelliert das MSFD-Modell die Windgeschwindigkeit an der Karstation zu hoch.

Tab.5.3 : MSFD-Ergebnisse für verschiedene Höhen über Grund im Vergleich zu Bodenmessungen.

Station	Variable	2 m über Grund	Interpoliert auf Messhöhe	gemittelter Messwert
Topstation	Windrichtung (°)	185	185	188
	Windgeschwindigkeit ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	16.7	18.7	15.6
Talstation	Windrichtung (°)	162	164	141
	Windgeschwindigkeit ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	7.4	7.7	8.4
Karstation	Windrichtung (°)	197	195	171
	Windgeschwindigkeit ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	8.6	9.4	2.9
Verhältnis der Windgeschwindigkeit Topstation : Talstation		2.26	2.43	1.86
Änderung der Windrichtung (°) Topstation - Talstation		23	21	47

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass eine Validierung von Modellergebnissen mit Hilfe von nur vier Messstationen unbefriedigend ist. Im Vergleich zu den vorhandenen Messungen liefert MetPhoMod bessere Ergebnisse als das MSFD-Modell. Vorausgesetzt, die Schichtung ist stabil, stimmen die Windgeschwindigkeitsverhältnisse relativ gut überein. Beide Modelle scheinen die Kanalisierung der Strömung im Kärkevage zu unterschätzen. Um dies zu bestätigen, wären weitere Messungen an verschiedenen Orten notwendig. An der Karstation sind die Bedingungen, auf Grund der starken Variationen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung, für eine Validierung einer

stationären Strömung nur bedingt geeignet. Beide Modelle überschätzen das Windgeschwindigkeitsverhältnis an der Karstation um einen Faktor zwei. Mit der Annahme einer stabilen Schichtung stimmen die Modellergebnisse mit den Messergebnissen besser überein. Dies deutet darauf hin, dass zwischen dem „*boundary layer*“ und der freien Atmosphäre eine Entkopplung stattfindet, die durch die topographischen Gegebenheiten an der Karstation begünstigt wird. Hält man sich die äußerst komplexen topographischen Bedingungen vor Augen, so sind die Ergebnisse, die beide Modelle liefern, dennoch sehr befriedigend.

6 Schlussfolgerungen

Ist der fühlbare Wärmestrom an einem bestimmten Punkt im Untersuchungsgebiet von hohem Interesse, so sollte der fühlbare Wärmestrom, sofern es die logistischen Möglichkeiten erlauben, dort direkt gemessen bzw. alle notwendigen Variablen, um den fühlbaren Wärmestrom berechnen zu können, dort gemessen werden. Zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms über Schnee gibt es verschiedene Ansätze. Leider gibt es keinen Ansatz, der unter allen meteorologischen Bedingungen glaubwürdige Ergebnisse liefert. Vielmehr muss der fühlbare Wärmestrom, abhängig von den jeweiligen meteorologischen Bedingungen, mal mit dem einen, oder anderen Ansatz bestimmt werden.

Mit dem Eddy-Kovarianz-Ansatz ist der fühlbare Wärmestrom sehr einfach zu bestimmen. Wenn das Ultrasonic Anemometer auch die Schallgeschwindigkeit und damit die Lufttemperatur misst, muss nur ein Gerät installiert und gewartet werden. Das Instrument hat keine beweglichen Teile und damit auch keine Probleme bezüglich Reibung und Reaktionsgeschwindigkeit. Weiterhin wird die Messung kaum durch die kurzwellige Strahlung beeinflusst. Es ist nicht die absolute Temperatur von Interesse, sondern die Temperaturfluktuation θ' , da diese zusammen mit der Fluktuation der vertikalen Windkomponente w' , ein Maß für den fühlbaren Wärmestrom ist. Schließlich ermöglicht die Eddy-Kovarianz-Messung eine hohe zeitliche Auflösung. Einzig, wenn das Ultrasonic Anemometer außerhalb des *surface layer* misst, liefert der Eddy-Kovarianz-Ansatz unbrauchbare Ergebnisse.

Der Bulk-Ansatz ist zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms, eine sehr gute Alternative zum Eddy-Kovarianz-Ansatz. Die beiden verschiedenen Parametrisierungen, die in dieser Arbeit untersucht wurden, ergaben identische Resultate. Deshalb spielt es keine wichtige Rolle, ob die Berechnung der Stabilität auf Basis der Monin-Obukhov-Länge L_{MO} , oder der Bulk-Richardson-Zahl R_b erfolgt. Ein Vorteil des Bulk-Ansatzes ist seine Einfachheit, da Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit nur auf einem Niveau gemessen werden müssen. Darüber hinaus ist eine hohe Genauigkeit der Daten nicht erforderlich. Mit der in dieser Arbeit neu entwickelten, physikalisch basierten Korrekturmethode (siehe Anhang A3) ist es möglich, Temperaturdaten, die mit natürlich belüfteten Sensoren gemessen wurden, zu korrigieren. Mit den korrigierten Temperaturdaten verbessern sich die Ergebnisse mit dem Bulk-Ansatz. So betrug zum Beispiel am 30. Mai 1998 um 10.30 Uhr der 30-Minuten Mittelwert der gemessenen Vaisala Lufttemperatur $1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, während sich für die korrigierte Vaisala Temperatur $-2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ergab (zum Vergleich: das Psychrometer maß $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$). Würde

die unkorrigierte Vaisala Temperatur verwendet werden, so hätte der fühlbare Wärmestrom ein falsches Vorzeichen, wenn der Schnee schmilzt und die Lufttemperatur negativ ist. Allerdings erfordert der Bulk-Ansatz die Kenntnis der Oberflächentemperatur. Diese muss entweder direkt gemessen, oder, wie bei diesen Untersuchungen, aus der Messung der Strahlungsbilanz, der Sensortemperatur und der kurzwelligen reflektierten Strahlung abgeleitet werden. Bei Messungen, die außerhalb des *surface layers* gemacht werden, unterschätzt der Bulk-Ansatz den fühlbaren Wärmestrom. In diesem Fall können die Ergebnisse zumindest als untere Abschätzung für den fühlbaren Wärmestrom genutzt werden.

„Perfekte“ Profilmessungen unter idealen Bedingungen, wie sie von der Ähnlichkeitstheorie gefordert werden, würden den Bulk-Ansatz übertreffen. Leider sind, insbesondere in komplexem Gelände, solche Bedingungen in der Praxis selten gegeben. Der Profil-Ansatz benötigt Messungen der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit aus mindestens zwei Niveaus. Im Fall von nur zwei Messniveaus ist der Profil-Ansatz sehr sensibel in Bezug auf Messungenauigkeiten. Werden bei nur zwei Messniveaus natürlich belüftete Temperatursensoren eingesetzt, reicht auch die Genauigkeit der neu entwickelten, physikalisch basierten Korrekturmethode nicht aus, um mit den korrigierten Lufttemperaturen über den Profil-Ansatz den fühlbaren Wärmestrom zu berechnen. Weiterhin muss gesagt werden, dass in Zeiträumen mit geringen Windgeschwindigkeiten, der Strahlungsfehler nicht vollständig korrigiert werden kann. Allerdings fällt der Fehler für den fühlbaren Wärmestrom auf Grund der geringen Windgeschwindigkeit in solchen Phasen ebenfalls gering aus. Beim Auftreten eines geringmächtigen *surface layers*, können ein, oder mehrere Messniveaus außerhalb des *surface layers* liegen und damit für den Profil-Ansatz unbrauchbar sein. Dennoch lässt sich mit Profilmessungen sehr gut die Charakteristik des *surface layers* analysieren und so z. B. die Mächtigkeit dieser Schicht abschätzen. Die Information über die Mächtigkeit des *surface layers* wiederum hilft zu entscheiden, welche Methode verwendet werden soll, um den fühlbaren Wärmestrom zu bestimmen.

Für die räumliche Verteilung des fühlbaren Wärmestroms spielt die räumliche Verteilung der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit eine wichtige Rolle, da der fühlbare Wärmestrom stark von diesen beiden Variablen abhängt. Da sowohl die Lufttemperatur als auch die Windgeschwindigkeit in einem topographisch komplexen Gelände, wie dem Kärkevage, starke räumliche Variationen zeigen, die in keinem einfachen Zusammenhang mit den topographischen Gegebenheiten stehen, ist die Bestimmung der räumlichen Verteilung der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit, ausgehend von den Messungen an nur einer Station im Gelände äußerst problematisch. Un-

ter diesen Voraussetzungen ist dann auch die Bestimmung der räumlichen Verteilung des fühlbaren Wärmestromes kritisch.

Da in der Praxis aus logistischen Gründen eine räumlich verteilte direkte Messung des fühlbaren Wärmestroms bzw. der Variablen, aus denen der fühlbare Wärmestrom ableitbar ist, nicht realisierbar ist, sind Modelle von Nöten, die eine physikalisch basierte, räumlich verteilte Berechnung aller Variablen ermöglichen, aus denen der fühlbare Wärmestrom ableitbar ist.

Windfeldsimulationsprogramme sind ein sehr gutes Instrument, um flächenhafte Informationen über Windgeschwindigkeit und Windrichtung zu erhalten. Allerdings sollten sie so konzipiert sein, dass sie die topographischen Gegebenheiten hinreichend genau auflösen. Da in einem komplexen Gelände nicht nur die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung stark modifiziert werden, sondern auch mit der Änderung der Windgeschwindigkeit sich die thermischen Schichtungen ändern, bzw. neue Schichtungen ausbilden können, sollten Windfeldsimulationsprogramme in der Lage sein, bzw. dahin verbessert werden, solche wechselnden Wind- und Temperaturbedingungen abzubilden.

Mit solchen verbesserten Wind- und Temperatursimulationsprogrammen könnten sich auch die Vorhersagen von Allgemeinen Zirkulationsmodellen verbessern lassen. Die Allgemeinen Zirkulationsmodelle könnten die äußeren Randbedingungen, d. h. Temperatur und Windgeschwindigkeit für lokal skalierte Wind- und Temperatursimulationsprogramme liefern, die dann, speziell in komplexem Gelände, die lokalen Bedingungen besser berücksichtigen. Die genaueren Ergebnisse der lokalen Modelle könnten dann wiederum als Eingangsgrößen in die Allgemeinen Zirkulationsmodelle verwendet werden.

Literatur

- Andreas, E.L.**, 1987: A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and ice. *Bound.-Layer Meteorol.*, **38**, 159-184.
- Arck, M. and D. Scherer**, 2001: A physically based method for correcting temperature data measured by naturally ventilated sensors over snow. *J. Glaciol.*, **47**(159), 665-670.
- Avoird, E.v.d. and P.G. Duynkerke**, 1999: Turbulence in a katabatic flow. *Bound.-Layer Meteorol.*, **92**, 39-66.
- Beljaars, A.C., J.L. Walmsley and P.A. Taylor**, 1987: A mixed spectral finite-difference model for neutrally stratified boundary layer flow over roughness changes and topography. *Bound.-Layer Meteorol.*, **38**, 273-303.
- Braithwaite, R.J.**, 1995: Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet. *J. Glaciol.*, **41**(139), 562-571.
- Broecke, M.R.v.d.**, 1997: Momentum, heat and moisture budgets of the katabatic wind layer over a midlatitude glacier in summer. *J. Appl. Meteorol.*, **36**(6), 763-774.
- Brutsaert, W.**, 1982: Evaporation into the atmosphere. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 299p.
- Denby, B.**, 1999: Second-order modelling of turbulence in katabatic flows. *Bound.-Layer Meteorol.*, **92**, 67-100.
- Denby, B. and W. Greuell**, 2000: The use of bulk and profile methods for determining surface heat fluxes in the presence of glacier winds. *J. Glaciol.*, **46**(154), 445-452.
- Denby, B. and C.J.P.P. Smeets**, 2000: Derivation of turbulent flux profiles and roughness lengths from katabatic flow dynamics. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1601-1612.
- Dietrich, S.**, 1999: Dynamik von Abfluss und Stofftransporten in Subeinzugsgebieten des Kärkevagge in Nord-Schweden, Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität, Jena.
- Escher-Vetter, H.**, 1980: Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers, *Wissenschaftl. Mitteilung d. Univ. München*, **39**, München.
- Escher-Vetter, H.**, 2000: Modelling meltwater production with a distributed balance method and runoff using a linear reservoir approach - results from Vernagtferner, Oetztal Alps, for the ablation seasons 1992 to 1995. *Z. Gletscherk. u. Glazialgeo.*, **36**, 119-150.
- Foken, T. and B. Wichura**, 1996: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. For. Meteorol.*, **78**, 83-105.

- Forrer, J.**, 1999: The structure and turbulence characteristics of the stable boundary layer over the Greenland ice sheet. *Zürcher Klima-Schriften*, **75**, Zürich.
- Forrer, J. and M.W. Rotach**, 1997: On the turbulence structure in the stable boundary layer over the Greenland ice sheet. *Bound.-Layer Meteorol.*, **85**, 111-136.
- Geissbühler, P., R. Siegwolf and W. Eugster**, 2000: Eddy covariance measurements on mountain slopes: the advantage of surface-normal sensor orientation over a vertical set-up. *Bound.-Layer Meteorol.*, **96**, 371-392.
- Greuell, W., W.H. Knap and P.C. Smeets**, 1997: Elevational changes in meteorological variables along a midlatitude glacier during summer. *J. Geophys. Res.*, **102**(D22), 25941-25954.
- Gude, M., C. Jonasson, S. Dietrich and D. Scherer**, 2000. Assessment of variability in fluvial sediment transfers in Kärkevagge (N-Sweden) during the last 50 years. In *Proceedings of 12th Int. Symp. Northern Research Basins, Reykjavik*, 373-384.
- Gude, M. and D. Scherer**, 1995: Snowmelt and slush torrents - preliminary report from a field campaign in Kärkevagge, Swedish Lapland. *Geogr. Ann.*, **77 A**, 199-206.
- Halberstam, I.M. and J.P. Schieldge**, 1978: Interactions between the atmospheric boundary layer and a snow surface. Part 2 Measurements, in *Modelling of Snow Cover Runoff*, edited by Colbeck, S.C. and M. Ray, pp. 154-160, U.S. Army Cold Regions Res. and Eng. Lab., Hanover, New Hampshire.
- Halberstam, I.M. and J.P. Schieldge**, 1981: Anomalous behaviour of the atmospheric surface layer over a melting snowpack. *J. App. Meteorol.*, **20**, 255-265.
- Harding, R.J.**, 1986. Exchanges of energy and mass associated with a melting snowpack. In *Proceedings of Modeling of Snowmelt-Induced Processes, Budapest*, IAHS,
- Harding, R.J., S.-E. Gryning, S. Halldin and C.R. Lloyd**, 2001: Progress in understanding of land surface / atmosphere exchanges at high latitudes. *Theor. Appl. Climatol.*, **70**, 5-18.
- Hicks, B.B. and H.C. Martin**, 1972: Atmospheric turbulent fluxes over snow. *Bound.-Layer Meteorol.*, **2**, 496-502.
- Karpik, S.R.**, 1988: An improved method for integrating the mixed spectral finite difference (MSFD) model equations. *Bound.-Layer Meteorol.*, **43**, 273-286.
- Karpik, S.R., J.L. Walmsley and W. Weng**, 1995: The mixed spectral finite-difference (MSFD) model: improved upper boundary conditions. *Bound.-Layer Meteorol.*, **75**, 353-380.
- King, J.C.**, 1990: Some measurements of turbulence over an Antarctic ice shelf. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 379-400.
- King, J.C. and P.S. Anderson**, 1994: Heat and water vapour fluxes and scalar roughness lengths over an Antarctic ice shelf. *Bound.-Layer Meteorol.*, **69**, 101-121.

- Liston, G.E.**, 1995: Local Advection of momentum, heat and moisture during the melt of patchy snow covers. *J. App. Meteorol.*, **34**, 1705-1715.
- Male, D.H. and R.J. Granger**, 1978: Energy mass fluxes at the snow surface in a prairie environment. In *Modelling of snow cover runoff*, edited by Colbeck, S.C. and M. Ray, pp. 101-124, U.S. Army Cold Regions Res. and Eng. Lab., Hanover, New Hampshire.
- Male, D.H. and R.J. Granger**, 1981: Snow surface energy exchange. *Water Resour. Res.*, **17**, 609-627.
- Marks, D. and J. Dozier**, 1992: Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada. 2. Snow cover energy balance. *Water Resour. Res.*, **28**(11), 3043-3054.
- Marks, D., J. Dozier and R. Davis**, 1992: Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada. 1. Meteorological measurements and monitoring. *Water Resour. Res.*, **28**(11), 3029-3042.
- McGregor, G.R. and A.F. Gellatly**, 1996: The energy balance of a melting snowpack in the French Pyrenees during warm anticyclonic conditions. *Int. J. Climatol.*, **16**, 479-486.
- Moore, R.D. and I.F. Owens**, 1984: Controls on advective snowmelt in a maritime alpine basin. *J. Clim. App. Meteorol.*, **23**, 135-142.
- Müller, M.**, 2001: Simulation of thermally induced and synoptically driven wind fields in complex terrain, Diplomarbeit, University of Basel, Basel.
- Munro, D.S.**, 1989: Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: comparison with eddy correlation. *J. Glaciol.*, **35**(121), 343-348.
- Oerlemans, J., H. Björnsson, M. Kuhn, F. Obleitner, F. Palsson, C.J.P.P. Smeets, H.F. Vugts and J. De Wolde**, 1999: Glacio-meteorological investigations on Vatnajökull, Iceland, summer 1996: an overview. *Bound.-Layer Meteorol.*, **92**, 3-26.
- Ohata, T.**, 1989: The effect of glacier wind on local climate, turbulent heat fluxes and ablation. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, **25**(1), 49-68.
- Panofsky, H.A. and J.A. Dutton**, 1984: Atmospheric Turbulence. John Wiley & Sons, New York, 397 p.
- Paulson, C.A.**, 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857-861.
- Perego, S.**, 1996: Ein numerisches Modell zur Simulation des Sommersmogs, *Geographica Bernensia G47*, Bern.
- Perego, S.**, 1999: MetPhoMod User's guide. Version 2.0, Homepage: <http://sinus.unibe.ch/kli-met/metphomod/>.

- Plüss, C.**, 1997: The energy balance over an alpine snowcover, *Zürcher Geogr. Schriften* **65**, Zürich.
- Plüss, C. and R. Mazzoni**, 1994: The role of turbulent heat fluxes in the energy balance of high alpine snow cover. *Nordic Hydrol.*, **25**, 25-38.
- Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky and W.T. Vetterling**, 1988: Numerical Recipes in C. Cambridge University Press, Cambridge, 735 p.
- Price, A.G. and T. Dunne**, 1976: Energy balance computations of snowmelt in a sub-arctic area. *Water Resour. Res.*, **12**, 686-694.
- Prowse, T.D. and I.F. Owens**, 1982: Energy balance over melting snow, Craigieburn Range, New Zealand. *J. Hydrol.*, **21**(2), 133-147.
- Rapp, A.**, 1960: Recent development of mountains slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geogr. Ann.*, **17**(2-3), 71-200.
- Richardson, S.R., F.V. Brock, S.R. Semmer and C. Jirak**, 1999: Minimizing errors associated with multiplate radiation shields. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**(11), 1862-1872.
- Schelble, G.**, 2002: Die Energiebilanz über einer geneigten Schneedecke, Diplomarbeit, Universität Basel, Basel.
- Scherer, D.**, 1994: Slush stream initiation in a high arctic drainage basin in NW-Spitsbergen., *Stratus* **1**, Basel.
- Scherer, D., M. Gude, M. Gempeler and E. Parlow**, 1998: Atmospheric and hydrological boundary conditions for slushflow initiation due to snowmelt. *Ann. Glaciol.*, **26**, 377-380.
- Schildge, J.P. and I.M. Halberstam**, 1979. Interactions between the atmospheric boundary layer and a snow surface. Part 2: Measurements. In Colbeck, S.C. and M. Ray, In *Proceedings of a Meeting on Modeling of Snow Cover Runoff, Hanover, New Hampshire, USA, 26-28 September 1978*. Hanover, New Hampshire, U.S. Army corps of engineers cold regions research and engineering laboratory, 161-166.
- Stull, R.B.**, 1999: An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Press, Dordrecht, 666 p.
- Vogt, R.**, 1995: Theorie, Technik und Analyse der experimentellen Flussbestimmung am Beispiel des Hartheimer Kiefernwaldes., *Stratus* **5**, Basel.
- Walmsley, J.L. and J. Prado**, 1990: Shear stress results from a mixed spectral finite-difference model: application to the askervein hill project data. *Bound.-Layer Meteorol.*, **51**, 169-177.
- Weber, M.**, 2000: *DFG-Projekt Glazialabflüsse Vernagtferner - Untersuchungen zur Schmelzwasserproduktion*. Komm. f. Glaziol. d. BAfW. (Zwischenbericht) Jan. 2000

Young, K.L. and M.-K. Woo, 1997: Modelling net radiation in a high arctic environment using summer field camp data. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1211-1229.

A Anhang

A.1 Mittelung von korrelierten Größen

Nach Stull (1999) lässt sich der Momentanwert einer Größe in einen mittleren Anteil und eine Abweichung aufteilen. Damit gilt z.B. für die w -Komponente des Windvektors:

$$w = \bar{w} + w' \quad (\text{A1.1})$$

Die zeitliche Mittelung der Abweichungen zweier korrelierter Größen $\overline{x'y'}$ über N Messungen lässt sich über die sogenannte Reynoldsche Mittelungsregel darstellen (Stull, 1999).

$$\begin{aligned} \overline{x'y'} &= \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \\ &= \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (x_i \cdot y_i - x_i \cdot \bar{y} - \bar{x} \cdot y_i + \bar{x} \cdot \bar{y}) \\ &= \frac{1}{N} \left(\sum_{i=0}^{N-1} x_i \cdot y_i - \sum_{i=0}^{N-1} x_i \cdot \bar{y} - \sum_{i=0}^{N-1} \bar{x} \cdot y_i + \sum_{i=0}^{N-1} \bar{x} \cdot \bar{y} \right) \\ &= \frac{1}{N} \left(\sum_{i=0}^{N-1} x_i \cdot y_i - \bar{y} \cdot \sum_{i=0}^{N-1} x_i - \bar{x} \cdot \sum_{i=0}^{N-1} y_i + \bar{x} \cdot \bar{y} \cdot \sum_{i=0}^{N-1} 1 \right) \end{aligned} \quad (\text{A1.2})$$

Mit

$$\sum_{i=0}^{N-1} x_i = N \cdot \bar{x} \quad (\text{A1.3})$$

folgt:

$$\begin{aligned} \overline{x'y'} &= \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \cdot y_i - \bar{y} \frac{1}{N} N \bar{x} - \bar{x} \frac{1}{N} \bar{y} + \frac{1}{N} N \bar{x} \cdot \bar{y} \\ &= \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \cdot y_i - \bar{x} \cdot \bar{y} \end{aligned} \quad (\text{A1.4})$$

bzw.,

$$\overline{x'y'} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \cdot y_i - \frac{1}{N^2} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \cdot \sum_{i=0}^{N-1} y_i \quad (\text{A1.5})$$

Bei den Feldkampagnen 1995 und 1998 konnten aus logistischen Gründen nicht alle Momentanwerte gespeichert werden. Deshalb musste für die zeitliche Mittelung der Kovarianzen auf die über eine Minute gemittelten Werte der Kovarianzen, Varianzen und Mittelwerte, sowie die Anzahl der Messungen in jeder Minute zurückgegriffen werden. Diese Vorgehensweise soll am Beispiel der Mittelung des kinematischen Wärmeflusses über 30 Minuten verdeutlicht werden. Nach Gleichung (A1.5) gilt:

$$\overline{w'\theta'}^{30 \text{ min}} = \frac{1}{N_{30 \text{ min}}} \sum_{30 \text{ min}} w_i \cdot \theta_i - \frac{1}{N_{30 \text{ min}}^2} \sum_{30 \text{ min}} w_i \cdot \sum_{30 \text{ min}} \theta_i \quad (\text{A1.6})$$

Weiter gilt:

$$N_{30 \text{ min}} = \sum_{k=0}^{29} (N_{1 \text{ min}})_k \quad (\text{A1.7})$$

und:

$$\begin{aligned} \sum_{30 \text{ min}} w_i &= \sum_{k=0}^{29} \left(\sum_{1 \text{ min}} w_i \right)_k, \\ \sum_{30 \text{ min}} \theta_i &= \sum_{k=0}^{29} \left(\sum_{1 \text{ min}} \theta_i \right)_k, \\ \sum_{30 \text{ min}} w_i \theta_i &= \sum_{k=0}^{29} \left(\sum_{1 \text{ min}} w_i \theta_i \right)_k \end{aligned} \quad (\text{A1.8})$$

Die Summen der Momentanwerte lassen sich wieder über die Gleichung (A1.3), bzw. für die Kovarianzen über ihre Mittelwerte und Abweichungen beschreiben:

$$\sum_{1 \text{ min}} w_i \cdot \theta_i = N_{1 \text{ min}} \cdot \left(\overline{w'\theta'}^{1 \text{ min}} + \overline{w}^{1 \text{ min}} \cdot \overline{\theta}^{1 \text{ min}} \right) \quad (\text{A1.9})$$

A.2 Vektoren und Kovarianzen in rotierten Koordinatensystemen

Bei den Feldkampagnen 1998 wurden die Komponenten des Windvektors mit dem Gill-Ultraschall-Anemometer-Thermometer (kurz: Gill-Sonic) gemessen. Dabei wurde der Gerätemodus 1 gewählt, der die kalibrierten Windkomponenten im Sonic-internen, linkshändigen uvw -System mit einem konstruktionsbedingten Azimuth-Offset lieferte. Zur Umrechnung in das meteorologische, rechtshändige Koordinatensystem, in der die x -Achse positiv nach Osten, die y -Achse positiv nach Norden und die z -Achse positiv nach oben definiert ist, musste für alle ausgegeben Variablen eine Koordinatentransformation durchgeführt werden. Zur Erinnerung: die Windrichtung ist definiert über den Azimut, aus dem der Wind entspringt, während der Azimut folgendermaßen definiert ist:

Tab. A2.1: Die Definition des Azimuth.

Himmelsrichtung	Azimuth
Norden	0°
Osten	90°
Süden	180°
Westen	270°

Mit der obigen Definition, gilt für das Gill-Sonic Koordinatensystem: die positive x -Achse zeigt nach 150° und die positive y -Achse nach 240°. Im meteorologischen Koordinatensystem zeigt die positive x -Achse nach 90° und die positive y -Achse nach 0°. Für die Koordinatentransformation musste das Gill-Koordinatensystem um 150° gegen den Uhrzeigersinn gedreht werden. Nachfolgend wurden die x - und y -Komponenten vertauscht.

Wie die drei-dimensionalen Vektoren und korrelierten Größen im rotierten Koordinatensystem dargestellt werden können, illustriert folgendes Beispiel:

Die Abb. A2.1 zeigt einen drei-dimensionalen Vektor \vec{v} im nicht-rotierten Koordinatensystem mit den Komponenten (u, v, w) entlang der x_1 -, x_2 -, x_3 -Achsen und im rotierten Koordinatensystem mit den Komponenten $(u^{rot}, v^{rot}, w^{rot})$ entlang der x_1^{rot} -, x_2^{rot} -, x_3^{rot} -Achsen. Die Rotation erfolgte um die x_3 -Achse um den Winkel δ . Die Komponenten u^{rot} , v^{rot} und w^{rot} lassen sich mit Hilfe der Komponenten u , v und w , sowie dem Drehwinkel δ folgendermaßen darstellen:

$$\begin{aligned}
 u^{rot} &= \cos \delta \cdot u + \sin \delta \cdot v \\
 v^{rot} &= -\sin \delta \cdot u + \cos \delta \cdot v \\
 w^{rot} &= w
 \end{aligned}
 \tag{A2.1}$$

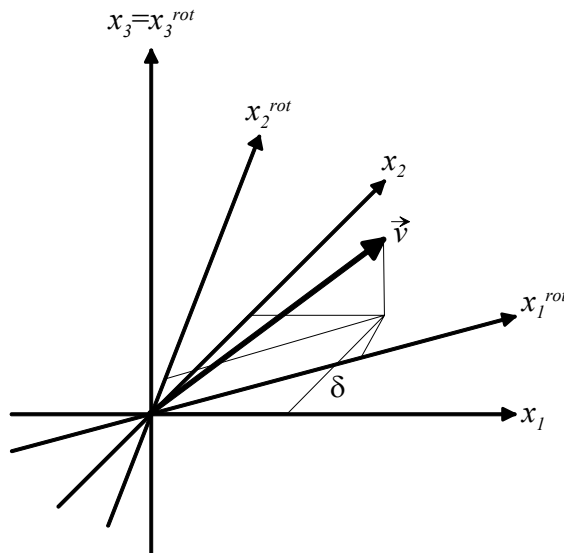


Abb. A2.1: Darstellung eines drei-dimensionalen Vektors im nicht-rotierten und rotieren Koordinatensystem.

In gleicher Weise, wie die einzelnen Windkomponenten, können auch korrelierte Größen im rotierten Koordinatensystem mit den Komponenten des nicht-rotierten Koordinatensystems und dem Drehwinkel dargestellt werden. Für das Beispiel in Abb. A2.1 lauten die Kovarianzen des Windvektors \vec{v} im rotierten Koordinatensystem bei einer Rotation um die x_3 -Achse:

$$\begin{aligned}
 u' u'^{rot} &= (\cos \delta \cdot u' + \sin \delta \cdot v')^2 \\
 &= \cos^2 \delta \cdot u'^2 + \sin^2 \delta \cdot v'^2 + 2 \cos \delta \cdot \sin \delta \cdot u' \cdot v'
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 v' v'^{rot} &= (-\sin \delta \cdot u' + \cos \delta \cdot v')^2 \\
 &= \sin^2 \delta \cdot u'^2 + \cos^2 \delta \cdot v'^2 - 2 \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot u' \cdot v'
 \end{aligned}$$

$$w' w'^{rot} = w' w'$$

$$\begin{aligned}
 u'v'^{rot} &= (\cos \delta \cdot u' + \sin \delta \cdot v') \cdot (-\sin \delta \cdot u' + \cos \delta \cdot v') \\
 &= (\cos^2 \delta + \sin^2 \delta) \cdot u' \cdot v' + \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot (v'^2 - u'^2) \\
 u'w'^{rot} &= (\cos \delta \cdot u' + \sin \delta \cdot v') \cdot w' = \cos \delta \cdot u' \cdot w' + \sin \delta \cdot v' \cdot w' \\
 v'w'^{rot} &= (-\sin \delta \cdot u' + \cos \delta \cdot v') \cdot w' = -\sin \delta \cdot u' \cdot w' + \cos \delta \cdot v' \cdot w' \quad (A2.2)
 \end{aligned}$$

Bei einer Rotation um den Winkel δ um die x_I -Achse lauten die Windkomponenten im rotierten Koordinatensystem:

$$\begin{aligned}
 u'^{rot} &= u \\
 v'^{rot} &= \cos \delta \cdot v' + \sin \delta \cdot w' \\
 w'^{rot} &= -\sin \delta \cdot v' + \cos \delta \cdot w' \quad (A2.3)
 \end{aligned}$$

und für die Kovarianzen ergeben sich:

$$\begin{aligned}
 u'u'^{rot} &= u'u' \\
 v'v'^{rot} &= (\cos \delta \cdot v' + \sin \delta \cdot w')^2 \\
 &= \cos^2 \delta \cdot v'^2 + \sin^2 \delta \cdot w'^2 + 2 \cos \delta \cdot \sin \delta \cdot v' \cdot w' \\
 w'w'^{rot} &= (-\sin \delta \cdot v' + \cos \delta \cdot w')^2 \\
 &= \sin^2 \delta \cdot v'^2 + \cos^2 \delta \cdot w'^2 - 2 \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot v' \cdot w' \\
 u'v'^{rot} &= u' \cdot (\cos \delta \cdot v' + \sin \delta \cdot w') = \cos \delta \cdot u' \cdot v' + \sin \delta \cdot u' \cdot w' \\
 u'w'^{rot} &= u' \cdot (-\sin \delta \cdot v' + \cos \delta \cdot w') = -\sin \delta \cdot u' \cdot v' + \cos \delta \cdot u' \cdot w' \\
 v'w'^{rot} &= (\cos \delta \cdot v' + \sin \delta \cdot w') \cdot (-\sin \delta \cdot v' + \cos \delta \cdot w') \\
 &= (\cos^2 \delta - \sin^2 \delta) \cdot v' \cdot w' + \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot (w'^2 - v'^2) \quad (A2.4)
 \end{aligned}$$

Schließlich, bei einer Rotation um den Winkel δ um die x_2 -Achse lauten die Windkomponenten im rotierten Koordinatensystem:

$$\begin{aligned}
 u^{rot} &= -\sin \delta \cdot w' + \cos \delta \cdot u' \\
 v^{rot} &= v \\
 w^{rot} &= \cos \delta \cdot w' + \sin \delta \cdot u'
 \end{aligned}
 \tag{A2.5}$$

und für die Kovarianzen ergeben sich:

$$\begin{aligned}
 u' u'^{rot} &= (-\sin \delta \cdot w' + \cos \delta \cdot u')^2 \\
 &= \sin^2 \delta \cdot w'^2 + \cos^2 \delta \cdot u'^2 - 2 \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot w' \cdot u'
 \end{aligned}$$

$$v' v'^{rot} = v' v'$$

$$\begin{aligned}
 w' w'^{rot} &= (\cos \delta \cdot w' + \sin \delta \cdot u')^2 \\
 &= \cos^2 \delta \cdot w'^2 + \sin^2 \delta \cdot u'^2 + 2 \cos \delta \cdot \sin \delta \cdot w' \cdot u'
 \end{aligned}$$

$$u' v'^{rot} = (-\sin \delta \cdot w' + \cos \delta \cdot u') \cdot v' = -\sin \delta \cdot v' \cdot w' + \cos \delta \cdot u' \cdot v'$$

$$\begin{aligned}
 u' w'^{rot} &= (-\sin \delta \cdot w' + \cos \delta \cdot u') \cdot (\cos \delta \cdot w' + \sin \delta \cdot u') \\
 &= (\cos^2 \delta - \sin^2 \delta) \cdot u' \cdot w' + \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot (u'^2 - w'^2)
 \end{aligned}$$

$$v' w'^{rot} = v' \cdot (\cos \delta \cdot w' + \sin \delta \cdot u') = \cos \delta \cdot v' \cdot w' + \sin \delta \cdot u' \cdot v' \tag{A2.6}$$

A.3 Korrektur von natürlich belüfteten Temperatursensoren

A.3.1 Einleitung

Im Idealfall sollten Temperaturmessungen nicht durch die solare Strahlung beeinflusst sein. Dies erreicht man durch die Verwendung von sehr kleinen Sensoren mit einem adäquaten Strahlungsschutz, der einen Luftstrom um den Temperatursensor ermöglicht. Da diese Luftströmung innerhalb des Strahlungsschutzes modifiziert wird, sollte er mit einer künstlichen Belüftung versehen sein, um eine Luftströmung auch während Schwachwindsituationen zu gewährleisten. Diese Anforderungen sind bekannt, können aber nur bei einer ausreichenden Stromversorgung, zum Beispiel über Batterien, Solarzellen oder einen Stromgenerator, erfüllt werden. Eine kontinuierliche Stromversorgung für lang andauernde und häufige Temperaturmessungen zu installieren und zu betreiben, ist aber nicht immer möglich, speziell im schwer zugänglichen Gelände, wie der Arktis, oder im Gebirge. Wenn keine Ventilation möglich ist, wird die Interpretation der Temperaturmessungen problematisch. Zum Beispiel berichten Schieldge und Halberstam (1979) zur Mittagszeit von instabilen Bedingungen 0.25 m über einer schmelzenden Schneedecke. Male und Granger (1981) erklären ebenfalls die Existenz einer warmen Luftschicht über einer Schneeoberfläche durch die strahlungsbedingte Erwärmung der Luft. Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass in keiner dieser Studien die Temperatursensoren belüftet waren (zumindest wird eine Belüftung nicht erwähnt). Marks et al. (1992) erkannten die Problematik des Strahlungsfehlers mit natürlich belüfteten Temperatursensoren. Nach sorgfältiger Auswertung der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur konnten sie zwar die Zeiträume, in denen ein Strahlungsfehler aufgetreten sein könnte detektieren, aber ohne eine zeitgleiche, präzise Temperaturmessung keine quantitative Aussage über den Strahlungsfehler treffen.

A.3.2 Geräte

In der Feldkampagne 1998 wurden zwei verschiedenen Systeme zur Messung der Lufttemperatur eingesetzt. Einerseits das Vaisala HMP35A Gerät, das einen kapazitiven Sensor zur Messung der relativen Feuchte und einen Präzisionsthermistor für die Lufttemperatur enthält. Beide Sensoren sind durch einen Membranfilter geschützt. Die obere Hälfte des HMP35A war in einem weiss lackierten, zylinderförmigen Strahlungsschutzgehäuse der Firma YOUNG geschraubt. Dieser Strahlungsschutz

besteht aus einer Serie von geneigten Lamellen (siehe Abb. A3.1, links), die eine natürliche Ventilation ermöglichen und die Sensoren von nach unten gerichteter, kurzwelliger Strahlung schützen. Leider können die Sensoren teilweise von nach oben gerichteter Strahlung getroffen werden, was die Messungen, speziell über Schneeoberflächen mit ihrer hohen Albedo beeinflusst.

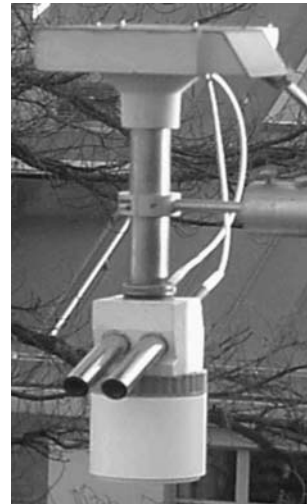
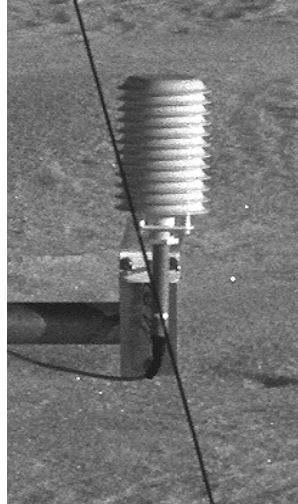


Abb. A3.1: links: Vaisala-HMP35A Gerät, installiert in einem Strahlungsschutzgehäuse von YOUNG; rechts: Psychrometer mit zwei PT100 Sensoren, die sich in den beiden Strahlungsschutzrohren befinden.

Die Psychrometer (Abb. A3.1 rechts) bestehen aus zwei Platin PT100 Sensoren, die in getrennten, doppelwandigen Strahlungsschutzrohren montiert sind. Ein Lüfter saugt die Luft durch diese Rohre, um die Sensoren mit einem konstanten Luftstrom zu belüften. Diese Temperaturmessungen wurden zusammen mit den Minutenwerten der Windgeschwindigkeit und der kurzwelligigen, nach oben gerichteten Strahlung dazu verwendet, den Strahlungsfehler in den Lufttemperaturdaten, die mit dem natürlich belüfteten Vaisala-HMP35A Sensor (im folgenden mit Vaisala abgekürzt) gemessen wurden, zu analysieren.

A.3.3 Datenvorprozessierung und Fehleranalyse

Zur Analyse der Differenzen in der Lufttemperatur, gemessen mit einem natürlich belüfteten und einem ventilierten Sensor wurden Minutenwerte des ersten und fünften Messniveaus verwendet.

A.3.3.1 Datenvorprozessierung

Die erste Untersuchung betraf die unterschiedlichen Reaktionszeiten der Sensoren. Beim Vaisala hängt diese, im Gegensatz zum konstanten Luftstrom bei den Psychrometern, von der natürlichen Belüftung innerhalb des Strahlungsschutzgehäuses ab. Da die Psychrometerdaten auf Grund der schnellen Reaktionszeit größere Fluktuationen als die Vaisaladaten zeigten, wurden sie mit einem Gausförmigen Kernel mit variablen Filterlängen zwischen 1 und 30 Minuten zeitlich gefaltet und anschließend mit den Vaisaladaten korreliert. Der folgende Filter wurde verwendet:

$$F_i = \begin{cases} \frac{1}{S_K} \sum_{i=0}^{N-1} O_{i-t} \cdot K_t & \text{für } i \geq N-1 \\ 0 & \text{sonst} \end{cases} \quad (\text{A3.1})$$

Dabei sind F_i die gefilterten Daten, O_i die Originaldaten, N die Filterlänge, K_t der Kernel, gegeben durch:

$$K_t = e^{(t \cdot \ln 0.1 / (N-1))} \quad (\text{A3.2})$$

und S_K die Summe des Kernels.

Die Abb. A3.2 zeigt einen Vergleich zwischen Vaisala und gefilterten Psychrometerdaten auf dem fünften Niveau für verschiedene Filterlängen. Die beste Übereinstimmung, d.h. das Minimum der Standardabweichung, bzw. das Maximum der Varianzerklärung (r^2) wurde bei einer Filterlänge von acht Minuten erreicht. Für die Psychrometer auf dem ersten Niveau ergab sich eine Filterlänge von zwölf Minuten. Im Folgenden werden die gefilterten Psychrometerdaten betrachtet.

Der nächste Schritt in der Datenvorprozessierung bestand in der Bestimmung der Offsets zwischen den Temperaturen der Vaisala und der Psychrometer. Diese Offsets könnten einerseits aus dem Höhenunterschied von 0.24 m zwischen den Sensoren resultieren, andererseits eine elektronische Ursache durch die Verkabelung haben. Es wurden diejenigen Zeiträume detektiert, in denen die nach oben gerichtete, kurzwellige Strahlung kleiner gleich $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ war und die Vaisalas gut belüftet waren, d.h. die Windgeschwindigkeit mindestens $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ betrug. Für das erste Niveau ergab sich eine mittlere Differenz von 0.84 K und für das fünfte Niveau 0.17 K. Die entsprechenden Offsets wurden von den Temperaturdaten abgezogen.

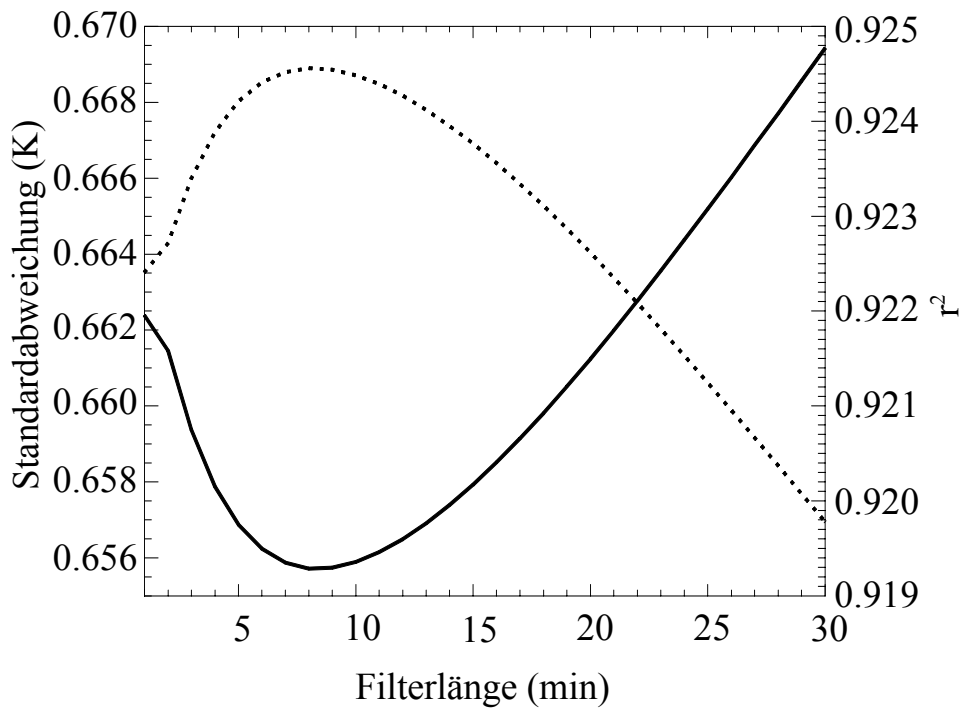


Abb. A3.2: Varianzklärung (gepunktet) und Standardabweichung (durchgezogen) zwischen Vaisala und Psychrometerdaten auf Level fünf für verschiedene Filterlängen.

A.3.3.2 Fehleranalyse

Ein Vergleich zeigt, dass die Psychrometer und Vaisala Temperaturdaten besser am fünften Niveau ($r^2 = 0.92$) als am ersten Niveau ($r^2 = 0.84$) korrelieren, was auf die höhere mittlere Windgeschwindigkeit (fünftes Niveau: $6.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; erstes Niveau: $4.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) und damit auf eine bessere Belüftung des Vaisalasensors auf dem fünften Niveau zurückgeführt werden kann.

Die Abb. A3.3 zeigt 30 Minuten Mittelwerte der Lufttemperatur, gemessen mit Vaisala und Psychrometer auf dem fünften Niveau. Während der Nacht stimmen beide Kurven recht gut überein, aber tagsüber ist die Vaisalatemperatur höher als die Psychrometertemperatur und zeigt auch eine hohe Variabilität. Am 29. Mai, sowie am 4. und 5. Juni ist die Differenz kleiner als 1.3 K, aber am 30. Mai, sowie 1. und 3. Juni ist der Unterschied größer und erreicht einen Spitzenwert von 3.8 K am 30. Mai. Für diesen Tag, der in der Abbildung mit senkrechten Linien markiert ist, sind in Abb. A3.4 detailliert die Minutenwerte der Temperaturdifferenz zwischen Vaisala und Psychrometer (oben), sowie der Einfluss nehmenden Variablen (Mitte und unten) dargestellt.

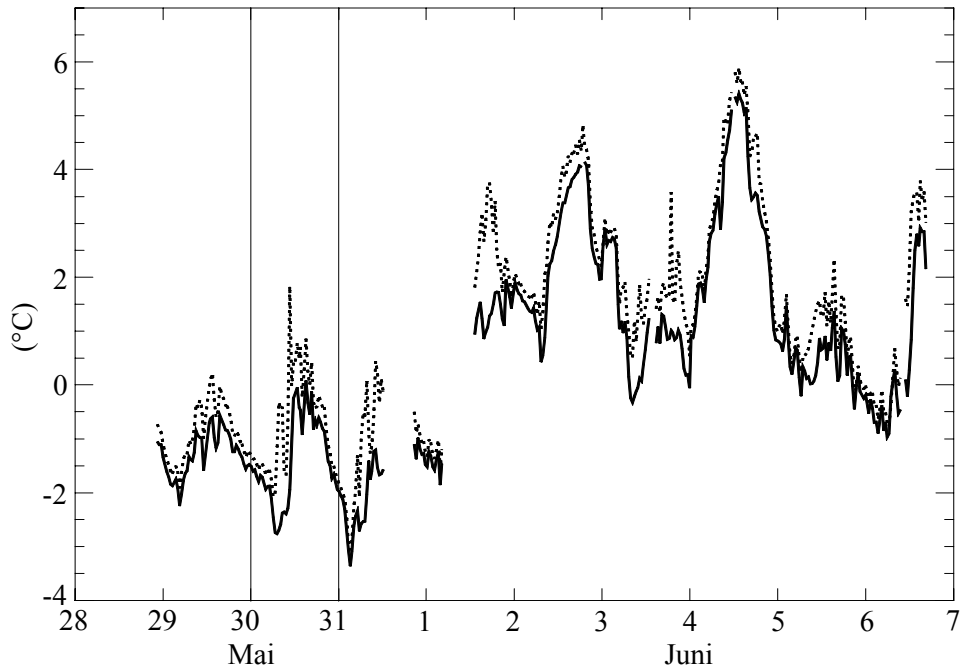


Abb. A3.3: 30 Minuten Mittelwerte der Lufttemperatur auf dem fünften Niveau, gemessen mit dem Vaisala (gepunktete Linie) und mit dem Psychrometer (durchgezogene Linie).

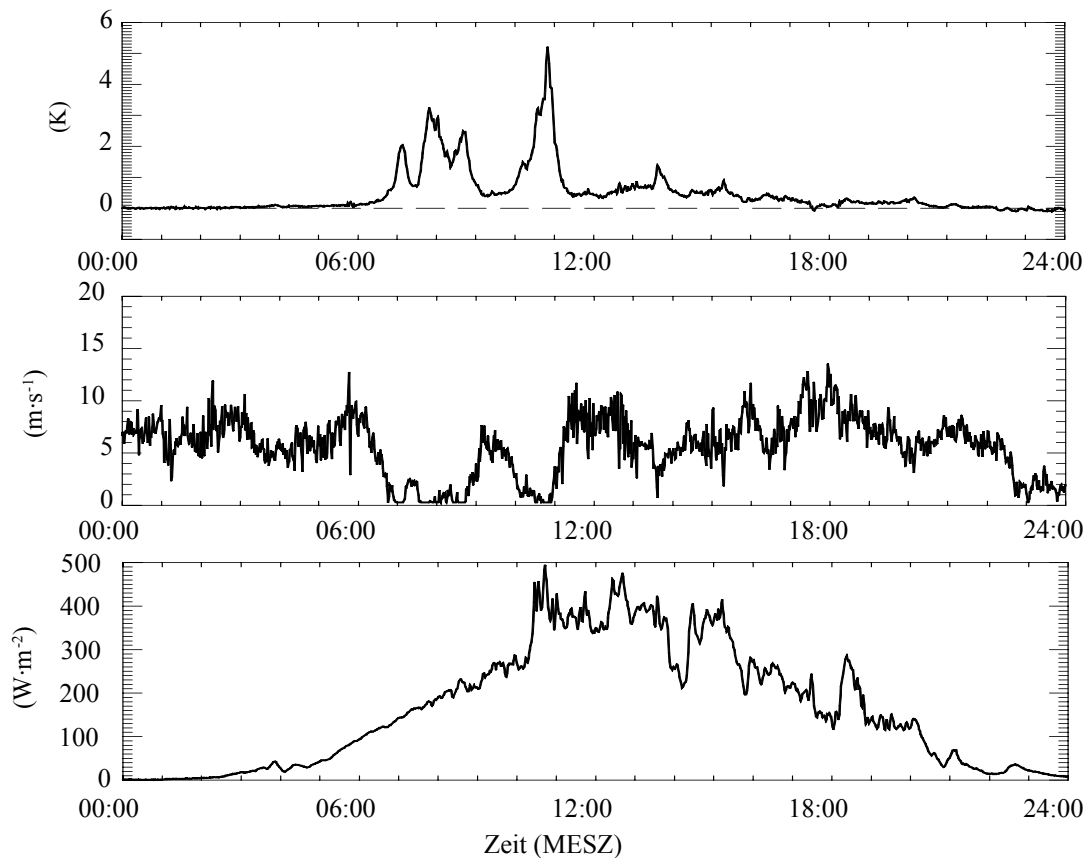


Abb. A3.4: Minutenwerte von Temperaturdifferenz zwischen Vaisala und Psychrometer (oben), Windgeschwindigkeit (Mitte) und nach oben gerichtete, kurzwellige Strahlung (unten) am 30. Mai.

Solange die nach oben gerichtete, kurzwellige Strahlung gering ist, d.h. am frühen Morgen und am Abend, sind die Temperaturen, unabhängig von der Windgeschwindigkeit, fast identisch. Tagsüber sind große Temperaturdifferenzen immer mit geringen Windgeschwindigkeiten verbunden. Die größten Temperaturunterschiede wurden zwischen 10.00 Uhr und 11.00 Uhr beobachtet. In dieser Zeit betrug die nach oben gerichtete, kurzwellige Strahlung etwa $400 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Sowie die Windgeschwindigkeit um 11.00 Uhr zunimmt, fällt die Temperaturdifferenz unter 2 K, obwohl die Werte der nach oben gerichteten, kurzwelligen Strahlung hoch bleiben.

A.3.4 Die Korrekturmethode

A.3.4.1 Fehlermodellierung

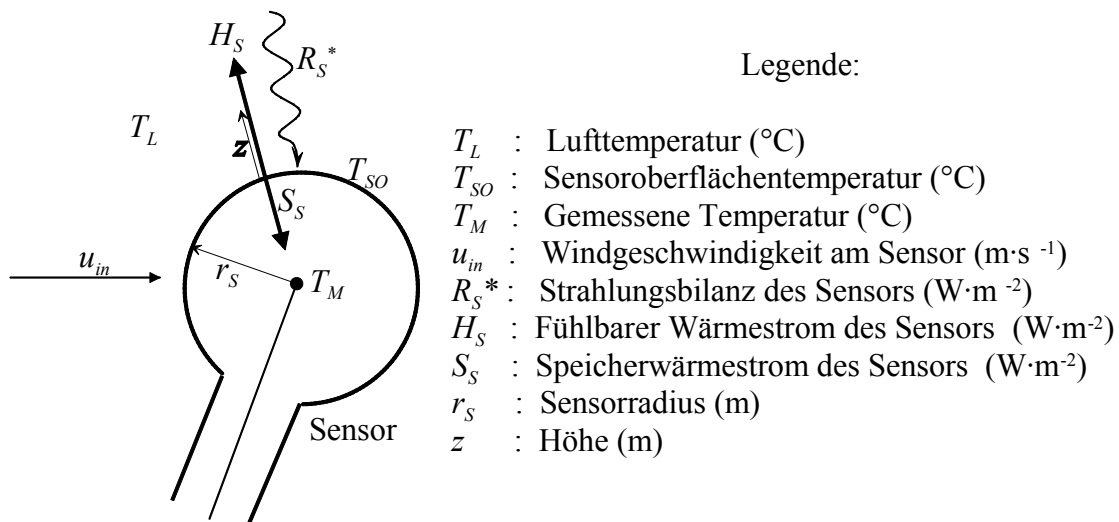


Abb. A3.5: Schema eines Temperatursensors mit den relevanten Wärmeflüssen.

Ein konzeptionelles Schema eines Temperatursensors ist in Abb. A3.5 dargestellt. Im idealen Fall gibt es keinen Unterschied zwischen Lufttemperatur, Sensoroberflächentemperatur und der Temperatur am Messpunkt innerhalb des Sensors. Trifft Strahlung auf die Sensoroberfläche, so erwärmt sich diese und es entwickeln sich zwei Wärmeflüsse. Der erste tauscht als fühlbarer Wärmestrom Wärme zwischen Sensoroberfläche und Umgebungsluft aus, der zweite leitet als Speicherwärmestrom die Wärme von der Sensoroberfläche ins Sensorinnere, um ein neues Temperaturgleichgewicht herzustellen. Für ein bestimmtes Zeitintervall Δt_i , lässt sich der Temperaturunterschied zwischen Messung und Umgebungsluft folgendermaßen beschreiben:

$$\Delta T_{M-L}(\Delta t_i) = \Delta T_{M-SO}(\Delta t_i) + \Delta T_{SO-L}(\Delta t_i) \quad (\text{A3.3})$$

Dabei ist ΔT_{M-SO} der Temperaturunterschied zwischen Messung und Sensoroberfläche und ΔT_{SO-L} der Temperaturunterschied zwischen Sensoroberfläche und Umgebungsluft. Die erste Differenz kann über den Speicherwärmestrom des Sensors ausgedrückt werden, der negativ ist, wenn T_{SO} größer als T_M ist.

$$S_S(\Delta t_i) = p_S \frac{\lambda_S}{r_S} \cdot \Delta T_{M-SO}(\Delta t_i) \quad (\text{A3.4})$$

Weiterhin kann der Speicherwärmestrom S_S mit der Energiebilanzgleichung über die Strahlungsbilanz R_S^* und den fühlbaren Wärmestrom des Sensors H_S ausgedrückt werden, wenn die Verdunstung vernachlässigt wird.

$$S_S(\Delta t_i) = -R_S^*(\Delta t_i) - H_S(\Delta t_i) \quad (\text{A3.5})$$

Mit den Gleichungen (A3.4) und (A3.5) ergibt sich für Gleichung (A3.3):

$$\Delta T_{M-L}(\Delta t_i) = \frac{r_S}{p_S \lambda_S} R_S^*(\Delta t_i) + \frac{r_S}{p_S \lambda_S} H_S(\Delta t_i) + T_{SO-L}(\Delta t_i) \quad (\text{A3.6})$$

Wie bereits Scherer (1994) berichtete, sind die Strahlungsfehler nicht durch die nach unten gerichtete kurzwellige Strahlung verursacht, sondern durch die nach oben gerichtete kurzwellige Strahlung und über einer schneefreien Oberfläche nicht mehr signifikant. Weiterhin wird angenommen, dass die langwellige Strahlungsbilanz keinen signifikanten Beitrag zum Strahlungsfehler liefert. Damit ergibt sich für die Strahlungsbilanz des Sensors folgende Gleichung:

$$R_S^*(\Delta t_i) = (1 - \alpha) \cdot p_R R_{sw}^\uparrow(\Delta t_i) \quad (\text{A3.7})$$

Für den fühlbaren Wärmestrom des Sensors lässt sich folgende Gleichung aufstellen:

$$H_s(\Delta t_i) = -p_H \rho_L c_p k_H(\Delta t_i) \frac{\Delta T_{SO-L}(\Delta t_i)}{\Delta z} \quad (\text{A3.8})$$

Da der Austauschkoefizient $k_H(\Delta t_i)$ von der Windgeschwindigkeit am Sensor abhängt und dieser innerhalb des Strahlungsschutzes montiert ist, muss die Windgeschwindigkeit im Inneren des Strahlungsschutzes verwendet werden, die sich von der außerhalb des Strahlungsschutzes unterscheidet. Richardson et al. (1999) untersuchten die Veränderungen des Luftstroms in verschiedenen Strahlungsschutzgehäusen. Mit dem Begriff *flow efficiency* beschrieben sie das Verhältnis der mittleren Strömungsgeschwindigkeit durch die Mitte des Strahlungsschutzes zur Strömungsgeschwindigkeit außerhalb des Strahlungsschutzes. Bei dem hier verwendeten Typ von Strahlungsschutz ist, wie in Abb. A3.6 dargestellt, diese *flow efficiency* bei Windgeschwindigkeiten über $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ annähernd konstant, fällt aber unter dieser Windgeschwindigkeit stark ab (Richardson et al., 1999).

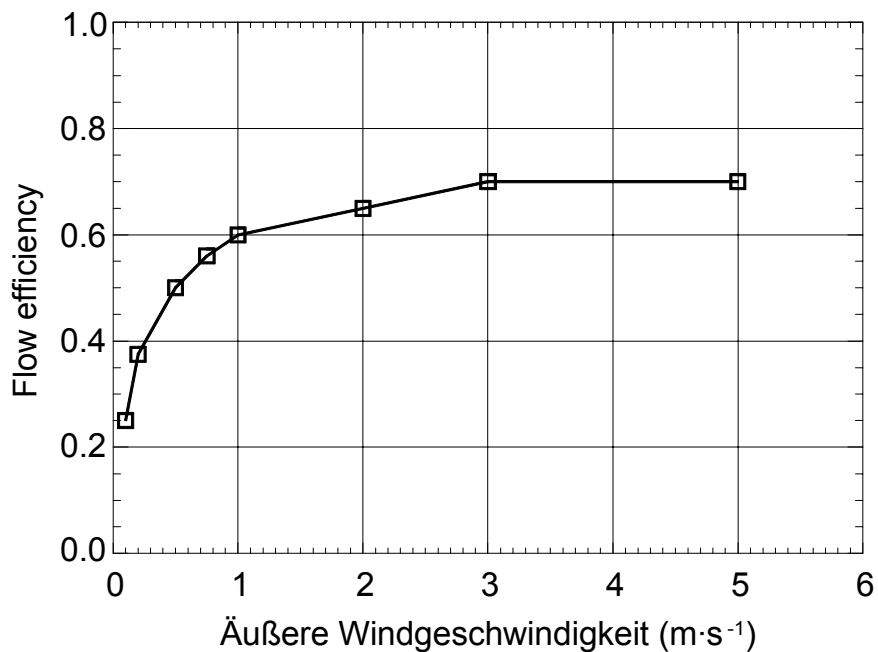


Abb. A3.6: Flow efficiency in Abhängigkeit der äußeren Windgeschwindigkeit. Nach Richardson et al. (1999).

Unter Berücksichtigung der *flow efficiency*, wird der Wärmeaustauschkoefizient mit folgender Funktion beschrieben:

$$k_H(\Delta t_i) = k_u \cdot u_{in}(\Delta t_i) = k_u \cdot F(u_{ou}(\Delta t_i))$$

$$= \begin{cases} 0.5(u_{out}(\Delta t_i)/u_{ref})^2 & \text{für } u_{out} \leq u_{ref} \\ 2(u_{out}(\Delta t_i)/u_{ref})^{0.5} - 1.5 & \text{für } u_{out} > u_{ref} \end{cases} \quad (A3.9)$$

Mit Hilfe der Gleichungen (A3.7) bis (A3.9) lässt sich die Gleichung (A3.6) umformen zu:

$$\Delta T_{M-L}(\Delta t_i) = f_R \cdot R_{sw}^{\uparrow}(\Delta t_i) + (1 - f_u \cdot F(u_{out}(\Delta t_i))) \cdot \Delta T_{SO-L}(\Delta t_i) \quad (A3.10)$$

mit:
$$f_R = \frac{r_S}{p_S \lambda_S} \cdot (1 - \alpha) \cdot p_R$$

und
$$f_u = \frac{p_H r_S \rho_L c_p k_u}{p_S \lambda_S \Delta z}$$

Falls keine nach oben gerichtete kurzwellige Strahlung den Sensor trifft ($R_{sw}^{\uparrow}(\Delta t_i) = 0$), dann resultiert der Temperaturunterschied zwischen Messung und Umgebungsluft von einem bereits existierenden Temperaturunterschied zwischen Sensoroberfläche und Umgebungsluft, der durch die Wärmeflüsse noch nicht ganz ausgeglichen wurde. Der Temperaturunterschied zwischen Sensoroberfläche und der Umgebungsluft der im Zeitintervall Δt_i unbekannt ist, wird über den Temperaturunterschied zwischen Messung und Umgebungsluft im Zeitintervall Δt_{i-1} abgeschätzt, d.h.:

$$\begin{aligned} \Delta T_{SO-L}(\Delta t_i) &= \Delta T_{M-L}(\Delta t_{i-1}) \\ &= f_R \cdot R_{sw}^{\uparrow}(\Delta t_{i-1}) + (1 - f_u \cdot F(u_{out}(\Delta t_{i-1}))) \cdot \Delta T_{SO-L}(\Delta t_{i-1}) \end{aligned} \quad (A3.11)$$

Die Temperaturdifferenz $\Delta T_{SO-L}(\Delta t_{i-1})$ wird wieder mit der Gleichung (A3.11) und der Windgeschwindigkeit, sowie der nach oben gerichteten, kurzwelligen Strahlung im Zeitintervall Δt_{i-2} , berechnet. Diese Approximation wird zum Zeitintervall Δt_{i-N-1} fortgesetzt. Für dieses Zeitintervall wird angenommen, dass $\Delta T_{SO-L}(\Delta t_{i-N}) = 0$ ist, d.h. die Temperaturdifferenz zwischen Sensoroberfläche und der Umgebungsluft im Zeitintervall Δt_{i-N} liefert keinen signifikanten Beitrag zur Temperaturdifferenz zwischen Messung und Umgebungsluft im Zeitintervall Δt_i .

Die Parameter N , f_u , f_R und u_{ref} werden so lange variiert, bis das Minimum der Standardabweichung zwischen der modellierten Temperaturdifferenz und der Temperaturdifferenz zwischen Vaisala

Sensor und Umgebungsluft erreicht ist. Die Suche nach diesem Minimum und damit nach den optimalen Werten für die oben erwähnten Parameter erfolgt automatisiert über die Powell-Methode (Press et al., 1988).

A.3.4.2 Automatische Fehlerdetektierung

Um die Parameter N , f_u , f_R und u_{ref} der Gleichung (A3.10) bestimmen zu können, werden Temperaturdifferenzen zwischen Vaisala-Sensor und der Umgebungsluft benötigt. Diese Daten liefert eine Methode, die automatisch die Fehler in den Temperaturmessungen erkennt, die eindeutig strahlungsbedingt sind. Im ersten Schritt werden alle Zeiten bestimmt, in denen die nach oben gerichtete kurzwellige Strahlung größer als $20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ist und gleichzeitig die Windgeschwindigkeit weniger als $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ beträgt. In einem zweiten Schritt wird die Lufttemperatur über jeden dieser Zeiträume, in denen die Temperaturmessung durch die Strahlung beeinflusst worden ist, interpoliert und zwar von der letzten ungestörten Messung vor, bis zur nächsten ungestörten Messung nach jedem Zeitraum. Drei weitere Kriterien müssen erfüllt sein. Erstens: vor und nach jedem detektierten Zeitraum muss es eine mindestens 10 Minuten andauernde Phase einer ungestörten Temperaturmessung geben, um sicher zu sein, dass die verwendeten Stützstellen der Interpolation keinen Strahlungsfehler haben. Zweitens: in jedem detektierten Zeitraum muss die maximale Differenz zwischen Vaisala und interpolierter Temperatur mindestens 1 K betragen, da nur die Zeiträume mit einem signifikanten Strahlungsfehler verwendet werden sollen. Drittens: jeder detektierte Zeitraum darf nicht länger als fünf Stunden sein, um Fehler durch einen Temperaturtrend in der Umgebungsluft zu vermeiden.

A.3.4.3 Fehlerkorrektur

Fasst man die oben genannten Einzelschritte zusammen, so funktioniert die Fehlerkorrektur folgendermaßen:

1. Automatische Detektierung der Zeiträume und der Fehler in den Temperaturdaten die durch die Strahlung verursacht sind.
2. Optimierung von N , f_u , f_R und u_{ref} mit den unter 1 gefundenen fehlerbehafteten Temperaturen.
3. Numerische Modellierung der Temperaturfehler für den gesamten Messzeitraum.
4. Modellierte Fehler von den unkorrigierten Temperaturdaten subtrahieren.

A.3.5 Ergebnisse

In dieser Studie gibt es Temperaturmessungen von Psychrometern, mit einer künstlichen Ventilation. Diese Referenzdaten ermöglichen es, die Genauigkeit der automatischen Fehlerkorrekturmethode zu analysieren. In Abb. A3.7 ist ein Vergleich von Temperaturdifferenzen dargestellt, die einerseits zwischen Vaisala und Psychrometer gemessen, andererseits mit der automatischen Detektiermethode bestimmt wurden. Gezeigt werden Minutenwerte für das fünfte Niveau. Die Standardabweichung (σ) zwischen den beiden Temperaturdifferenzen ist 0.25 K und die mittlere absolute Differenz (*MittAD*) beträgt 0.20 K, bzw. 0.60 K die maximale absolute Differenz (*MaxAD*). Mit den automatisch detektierten Temperaturdifferenzen wurden die optimalen Werte für die Parameter N , f_u , f_R und u_{ref} gesucht. Tab. A3.1 zeigt die jeweiligen optimalen Werte für die einzelnen Parameter für das erste und fünfte Niveau. Die Unterschiede in den optimalen Parameterwerten für das erste und fünfte Niveau zeigen, dass die Parameter für jedes Vaisala individuell berechnet werden müssen.

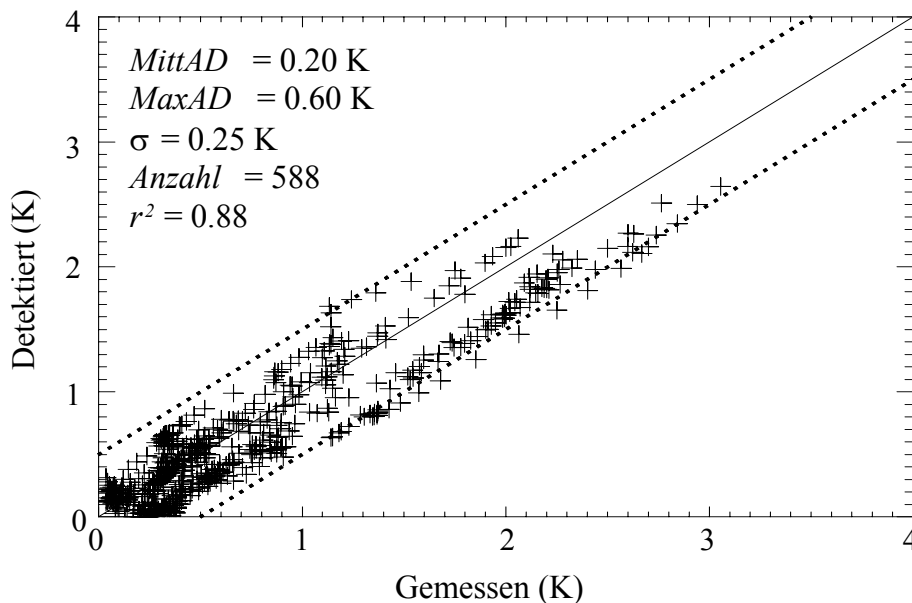
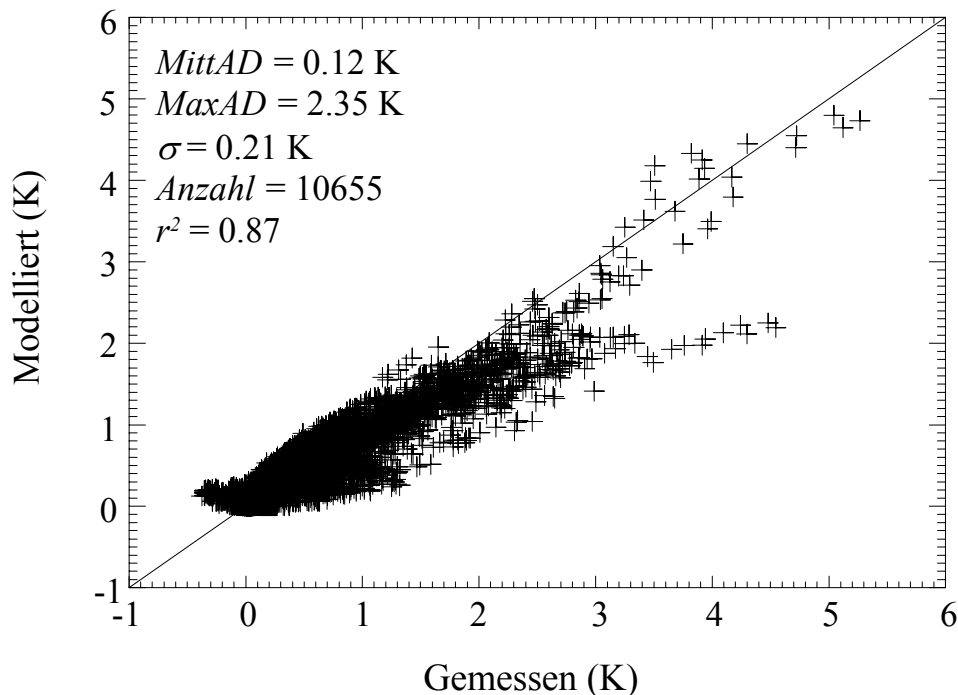


Abb. A3.7: Minutenwerte von Temperaturdifferenzen für das fünfte Niveau in detektierten Zeiträumen. Verglichen werden die modellierten Temperaturdifferenzen mit den zwischen Vaisala und Psychrometer gemessenen Differenzen.

Tab. A3.1: Optimierte Parameterwerte für das erste und fünfte Niveau

Parameter	N	f_R	f_u	u_{ref}
Einheit		$K \cdot W^{-1} \cdot m^2$	$s \cdot m^{-1}$	$m \cdot s^{-1}$
5. Niveau	20	0.00053	0.123	1.0
1. Niveau	13	0.00075	0.130	0.9

Mit den ermittelten Parameterwerten wurden die Temperaturdifferenzen über den gesamten Messzeitraum modelliert. Ein Vergleich dieser modellierten Werte mit den gemessenen Minutenwerten für das fünfte Niveau zeigt die Abb. A3.8. Die Standardabweichung zwischen beiden Datenreihen betrug 0.21 K und 0.12 K, bzw. 2.35 K ergab sich für die mittlere absolute, bzw. maximale absolute Differenz. Insgesamt wurden 10655 Werte berechnet und für die Varianzerklärung (r^2) ergab sich ein Wert von 0.87. Die hohe Korrelation zwischen beiden Temperaturdifferenzen bestätigt die gute Qualität der Korrekturmethode.

**Abb. A3.8:** Modellierte Temperaturdifferenzen im Vergleich zu gemessenen Temperaturdifferenzen zwischen Vaisala und Psychrometer. Dargestellt sind Minutenwerte für das fünfte Niveau für den gesamten Messzeitraum.

Die Abb. A3.9 zeigt für das fünfte Niveau Histogramme der Minutenwerte der Temperaturdifferenzen zwischen Vaisala und Psychrometer vor und nach der Korrektur. Die Temperaturdifferenzen wurden in 13 Intervalle zwischen -1.0 K und 5.5 K unterteilt. Vor der Korrektur wurden Differenzen zwischen -0.5 K und 5.5 K gemessen. Nach der Korrektur variierten die Fehler zwischen -1.0 K und 3.0 K. Während vor der Korrektur 74 % aller Fehler zwischen -0.5 K und 0.5 K lagen, stieg dieser Prozentsatz auf 95 % nach der Korrektur an.

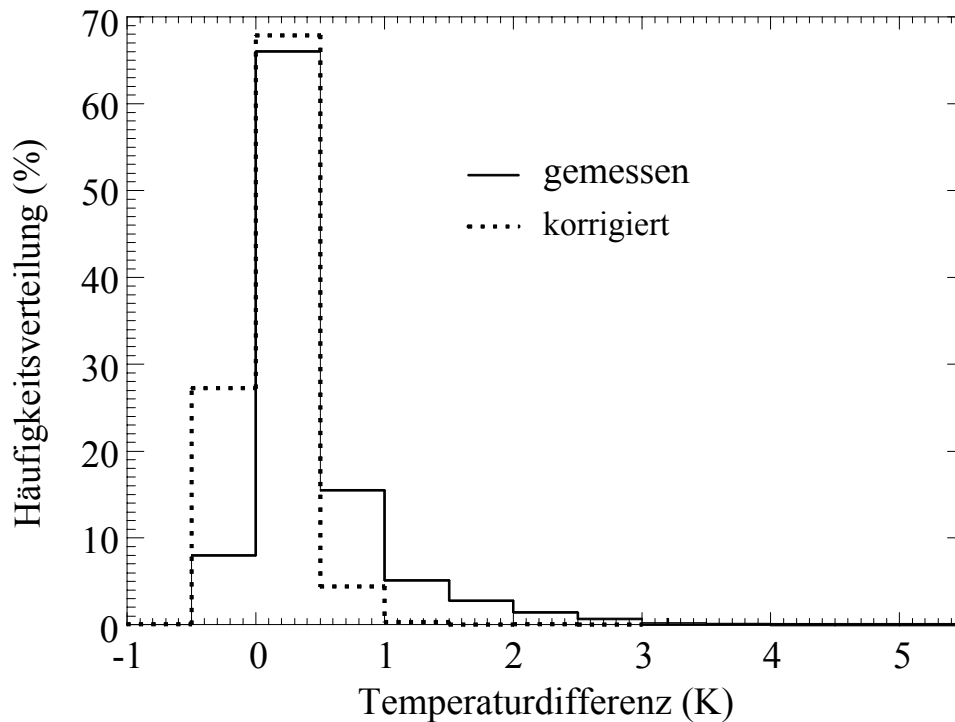


Abb. A3.9: Histogramme der Temperaturdifferenzen zwischen Vaisala und Psychrometer auf dem fünften Niveau vor (durchgezogene Linie) und nach der Korrektur (gepunktete Linie).

Die automatische Korrekturmethode wurde für Minutenwerte entwickelt. Viele Untersuchungen verlangen keine so hohe zeitliche Auflösung. Vielmehr, wie zum Beispiel für Energiebilanzuntersuchungen werden aggregierte Daten benötigt. Die höhere Genauigkeit der jede Minute korrigierten Temperaturdaten sollte sich auch in den aggregierten Temperaturdaten fortpflanzen. Deswegen wurde r^2 , σ , $MittAD$ und $MaxAD$ zwischen Psychrometer und unkorrigierten, sowie korrigierten Vaisala Temperaturdaten für das fünfte Niveau für verschiedene Mittelungszeiträume gerechnet und in Tab. A3.2 zusammengefasst. Bei den Minutenwerten, als auch bei allen Mittelungszeiträumen nehmen r^2 zu und die Differenzen ab. Längere Mittelungszeiträume verringern den Fehler und

verbessern die Korrektur. Bei einer für die Berechnung des fühlbaren Wärmestroms typischen Mittelungsperiode von 30 Minuten, beträgt der mittlere absolute Fehler nach der Korrektur 1.1 K, während er vorher noch bei 3.6 K lag.

Tab. A3.2: Varianzerklärung (r^2), Standardabweichung (σ), mittlere absolute (*MittAD*) und maximale absolute Differenz (*MaxAD*) zwischen Psychrometer und unkorrigierten (*unkorr*), sowie korrigierten (*korr*) Vaisala Temperaturen für das fünfte Niveau und vier verschiedenen Mittelungszeiträumen.

Mittelung (min)	r^2		σ (K)		<i>MittAD</i> (K)		<i>MaxAD</i> (K)	
	<i>unkorr</i>	<i>korr</i>	<i>unkorr</i>	<i>korr</i>	<i>unkorr</i>	<i>korr</i>	<i>unkorr</i>	<i>korr</i>
1	0.921	0.989	0.67	0.22	0.41	0.12	5.3	2.6
10	0.924	0.990	0.67	0.20	0.40	0.12	4.1	1.6
30	0.931	0.992	0.64	0.19	0.40	0.11	3.6	1.1
60	0.938	0.993	0.62	0.18	0.40	0.11	2.5	0.7

Curriculum vitae

Persönliche Daten

Name	Martin Arck
Geburtsdatum/ -ort	29.03.1967 in 86163 Augsburg, Deutschland
Familienstand	Verheiratet seit 1998, ein Kind, fünf Jahre
Wohnort	Breslauer Str. 10, 86356 Neusäß
Staatsangehörigkeit	Deutsch

Ausbildung

Schule	1987: Abitur am Wernher-von-Braun Gymnasium, Friedberg
Bundeswehr	1987 - 1988: Wehrdienst
Studium	1988 - 1995: Studium der Diplom-Meteorologie an der Ludwig-Maximilians-Universität München
Studienabschluß	1995: Abschluss mit Gesamtnote <i>gut</i> ; Nebenfach: Informatik Thema der Diplomarbeit: „Topoklimatologische Untersuchungen zum Abschmelzen der Zugspitzgletscher“
Promotion	1997 - 2002: Promotionsstudium am Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung (MCR Lab) der Universität Basel 2004: Abschluss mit Gesamtnote <i>magna cum laude</i> . Thema der Doktorarbeit: „Untersuchungen zur räumlich verteilten Modellierung des fühlbaren Wärmestroms über Schnee in einem komplexen Gelände“. Die Arbeit wurde betreut von Prof. Dr. Dieter Scherer, Fachgebiet Klimatologie, Institut für Ökologie, Technische Universität, Berlin und Prof. Dr. Eberhard Parlow, Institut für Meteorologie, Klimatologie und Fernerkundung, Universität Basel.

Berufliche Tätigkeiten

1992 - 1993	Wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Meteorologie, Abteilung Meso- und Mikrometeorologie, der Universität München
1993 - 1995	Freier Mitarbeiter der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften; München
1995 - 1997	Meteorologe am Alfred-Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, mit 15-monatiger Überwinterung auf der deutschen Neumayer-Forschungsstation, Antarktis

1997 - 2002	Wissenschaftlicher Assistent am MCR Lab, Basel, im Rahmen des Projekts MOSAIC (Modelling Of Snowmelt And Its Consequences for drainage basins at high latitudes)
seit 2003	SAP Softwareentwickler und Business Application Specialist HR bei SGL Information-Services GmbH; Augsburg

Wissenschaftliche Arbeiten

1993 - 1995, 1997	Glaziologische und hydrologische Untersuchungen auf dem Vernagtferner (Ötztal, Tirol) und Schneeferner (Garmisch-Partenkirchen)
1995 - 1997	Überwinterung in der Antarktis: Wissenschaftliche und technische Betreuung des meteorologischen und luftchemischen Observatoriums der Neumayer-Forschungsstation
1997	Aufarbeitung und Archivierung der während der Überwinterung gewonnenen meteorologischen Daten
1997 - 2002	Wissenschaftliche Mitarbeit im Forschungsprojekt MOSAIC. In diesem Projekt werden verschiedene Aspekte der Schneeschmelze und ihre Auswirkungen, insbesondere in Polarregionen untersucht
1998 - 2002	Betreuung von Diplomarbeiten

Lehrveranstaltungen

SS 94	Flugmeteorologisches Praktikum in Coburg-Steinrücken
1998 - 2002	Vorlesungsververtretungen
WS 98/99 - 00/01	Programmieren mit IDL als Arbeitstechnik der Geoinformatik (WS 00/01 Lehrauftrag der Universität Jena)
SS 99	Seminar „Regionale und Globale Klimaprobleme“
SS 00	Seminar „Regionale Klimatologie Europas“ Instrumentenpraktikum und Exkursion in Nordschweden/Lappland

Weiterbildung

2002 - 2003	SAP-Softwareentwickler, DEKRA Akademie GmbH, Augsburg
-------------	---

Weitere Qualifikationen

Sprachkenntnisse	Englisch verhandlungssicher, Portugiesisch
EDV-Kenntnisse	MS Office, HTML, Java, IDL, VB, FORTRAN, SQL

Hobbies

Bergwandern, Badminton, Programmieren