

Die arktische Grenzschichthöhe auf der Basis von Sondierungen am Atmosphärenobservatorium in Ny-Ålesund und im ECMWF-Modell

Diplomarbeit im Studiengang Physik

Alexander Schulz

Potsdam, im Juli 2012

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

angefertigt am
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Motivation	2
2	Die planetare Grenzschicht	2
2.1	Vertikaler Aufbau der planetaren Grenzschicht	5
2.2	Variabilität (Tagesgang) der planetarischen Grenzschicht	6
3	Die AWIPEV-Station	11
4	Die Daten	13
4.1	Radiosondierungen	13
4.2	BSRN-Daten	20
4.3	Ceilometerdaten	20
4.4	KARL-Daten	21
4.5	ECMWF-Daten	21
5	Temperaturinversionen	22
5.1	Bodennahe Inversionen	22
5.2	Gehobene Inversionen	23
5.3	Mehrfachinversionen und Inversionsstrukturen	24
6	Charakteristika der meteorologischen Messgrößen	25
6.1	Strahlungsbilanz	26
6.2	2m-Temperatur	27
6.3	Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung	29
6.4	Vertikalprofile der Temperatur	37
6.5	Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit	42
6.6	Vertikalprofile der Windrichtung	43
6.7	Vertikalprofile der relativen Feuchte	44
7	Statische Stabilität der Grenzschicht	45
8	Ermittlung der Grenzschichthöhe	51
8.1	Methoden für eine stabile Grenzschicht	54
8.2	Methoden für eine instabile (konvektive) Grenzschicht	58
9	Auswertung der Grenzschichthöhen	60
9.1	Auswertung der Kriterien für eine stabile Schichtung	60
9.2	Auswertung der Kriterien für eine instabile Schichtung	80
9.3	Auswertung der Kriterien für eine neutrale Schichtung	96
10	Zusammenfassung und Diskussion der ermittelten Höhen	100
10.1	Vergleich der Höhen für verschiedene mathematische Formulierungen der <i>Bulk</i> -Richardson-Zahl	105
11	Vergleich der Höhen aus den Beobachtungsdaten zu den Höhen aus der ECMWF-Analyse	107
12	Grenzschichthöhenabschätzung mit LIDAR-Systemen	115

13 Ausblick	120
Anhang	124
A Fehlerbetrachtung	124
B Konstanten	133
C Programme	133
Literaturverzeichnis	136
Abbildungsverzeichnis	142
Erklärung	146

1 Einleitung

Studien der vergangenen Jahre zeigten eine große Sensitivität des arktischen Klimas gegenüber dem globalen Klimawandel und der damit verbundenen globalen Erwärmung. So ist der Anstieg der bodennahen Temperaturen in der Arktis etwa zweimal so groß wie das globale Mittel der Erwärmung. Dieses Phänomen ist unter dem Namen *Arctic Amplification* bekannt, wobei dessen Ursachen beziehungsweise verantwortlichen Prozesse nicht ausreichend verstanden sind [59]. Die Erwärmung führt unter anderem zu einer starken Abnahme der arktischen Meereisbedeckung, die wiederum in Verbindung mit Änderungen der Wind- und Temperaturmuster, der Ozeanströmungen, der Wärmespeicherung sowie thermodynamischen Prozessen und Strahlungsprozessen im Zusammenhang mit Wasserdampf-, Wolken- und Aerosol-Rückkopplungen steht [37]. Die lokalen Folgen der *Arctic Amplification* und die damit verbundenen Änderungen der klimatologischen Bedingungen in der Arktis beeinflussen umgekehrt wiederum das globale Klimasystem. So sind beispielsweise sowohl im Ozeanboden als auch in den arktischen Permafrostböden erhebliche Mengen der Treibhausgase Kohlenstoffdioxid und Methan gespeichert, die durch das Tauen dieser Lagerstätten zunehmend in die Atmosphäre freigesetzt werden und den Treibhauseffekt der Atmosphäre verstärken. Diese positive Rückkopplung führt zu einer weiteren nicht mehr nur auf die Arktis beschränkte Erwärmung. Durch diese Entwicklungen ist die Arktis in den letzten Jahren zunehmend in den Fokus der Klimaforschung gerückt, da ein besseres Verständnis der zugrunde liegenden physikalischen Prozesse sowohl für die aktuellen Veränderungen, als auch für die Simulation von zukünftigen Klimaszenarien notwendig ist. Aktuelle regionale Klimamodelle zeigen die größten Abweichungen gegenüber den Beobachtungsdaten in den niedrigsten Modell-Niveaus [58] beziehungsweise in den unteren 1000 m [67] mit signifikanten Abweichungen der 2m-Temperatur über Land, der Strahlungsflüsse am Boden, der Wolkenbedeckung [58], der bodennahen Windgeschwindigkeiten [67] sowie der Meereisbedeckung [37]. In diesem unteren Bereich der Troposphäre finden die Austauschprozesse zwischen dem Boden und den Konstituenten der Atmosphäre statt. Dieser Kopplungsbereich der Erdoberfläche und der Atmosphäre entspricht der planetaren Grenzschicht, deren Prozesse durch die Parametrisierungen in den Modellen somit nur unzureichend erfasst werden.

Die Austauschprozesse in der Grenzschicht werden sowohl durch mikrometeorologische Effekte als auch durch die synoptischen Bedingungen bestimmt, sodass diese nur durch eine hohe zeitliche und räumliche Auflösung in Modellen erfasst beziehungsweise experimentell untersucht werden können.

Die Parametrisierungen der Modelle werden anhand von Beobachtungsdaten entwickelt, die sowohl im Zuge spezieller Kampagnen als auch im kontinuierlichen Betrieb erhoben werden. Durch die kontinuierliche Weiterentwicklung bekannter Messsysteme sowie die Neuentwicklung von Verfahren zur Messung von physikalischen Größen, die bis dahin nicht zugänglich waren, können zunehmend auch kleinskalige Prozesse genauer beziehungsweise überhaupt erst untersucht werden, wodurch auch eine Weiterentwicklung der Klimamodelle möglich ist. Zur Modellierung regionaler Prozesse sind insbesondere fortwährende Messungen aus den entsprechenden Regionen wie der Arktis notwendig, die häufig nur schwer zugänglich sind. Entsprechend basieren die bestehenden Parametrisierungen für die Polarregionen auf Daten von einer geringen Anzahl von Messpunkten die teilweise nur für kurze Zeiträume vorliegen. Dieser Mangel erschwert umgekehrt die Validierung vorhandener Ergebnisse von Klimamodellen.

Aufgrund der Komplexität mikroskaliger Prozesse liegen repräsentative Messungen, wie der Turbulenz, derzeit nur für kurze Perioden vor, sodass die Grenzschicht für größere Zeiträume zunächst durch geeignete Parameter charakterisiert werden muss, die beispielsweise aus vertikal hochauflösenden Radiosondierungen und aus Modelldaten ableitbar sind. Einer der wichtigsten Parameter ist die Grenzschichthöhe, die einer Abschätzung für die Wechselwirkungsreichweite zwischen Erdoberfläche und der Atmosphäre entspricht. Diese gibt an bis zu welcher Höhe (turbulente) Austauschprozesse stattfinden, durch die Energie in Form von fühlbarer oder latenter Wärme und Materie in Form von Schadstoffen und Aerosolen in die

Atmosphäre transportiert wird. Insbesondere für Ausbreitungsberechnungen von Schadstoffen (*Dispersion Models*) [60] und für die Charakterisierung der Grenzschicht besitzt diese Höhe eine große Bedeutung. Die Grenzschichthöhe selbst ist nicht einheitlich definiert [9] und wird anwendungsspezifisch ermittelt. Für Ausbreitungsberechnungen ist jene Höhe relevant, bis zu der Schadstoffe turbulent in die Atmosphäre gemischt werden. Die Definition dieser Mischungsschicht (*Mixed Layer*) variiert wiederum bei verschiedenen Autoren [60]. Zur Charakterisierung der stabilen arktischen und antarktischen Grenzschicht wird häufig die Höhe des Temperaturmaximums von Bodeninversionen ermittelt (z.B. [61], [79]), die ein Maß für die Reichweite und die Effektivität der Strahlungskühlung, dass heißt den Transport von fühlbarer Wärme aus der Atmosphäre in den Boden, ist. Des Weiteren ist die Höhe von Bedeutung für die Vorhersage von Grenzschichtphänomenen wie Nebel und tiefer Bewölkung oder als Skalierungsgröße für die Parametrisierung von Vertikalprofilen mittlerer und turbulenter Größen [9].

Aufgrund der Vielzahl möglicher Definitionen der Grenzschichthöhe, die zusätzlich zumeist anhand von verschiedenen Daten aus den mittleren Breiten entwickelt wurden, muss die Anwendbarkeit als auch die physikalische Plausibilität der Ergebnisse die sich aus den verschiedenen Definition ergeben für Standorte mit extremen klimatologischen Bedingungen, wie beispielsweise Ny-Ålesund, untersucht werden.

1.1 Motivation

Das Ziel dieser Arbeit ist es, einen Überblick über die Anwendbarkeit und die Ergebnisse bekannter Methoden zur Abschätzung der Grenzschichthöhe hauptsächlich aus Radiosondierungsdaten, aber auch aus alternativen Daten, wie Rückstreuprofilen von LIDAR-Systemen, für den Ort Ny-Ålesund (Spitzbergen) in der Arktis zu schaffen. Durch einen Vergleich der Ergebnisse aus den verschiedenen Methoden sollen Aussagen über die physikalische Aussagekraft dieser Methoden an diesem Standort abgeleitet und ein Ensemble geeigneter Methoden in Abhängigkeit von den jahreszeitlichen Bedingungen zusammengestellt werden. Die Resultate aller Methoden aus einem Zeitraum von acht Jahren sollen ferner einen Überblick über die Grenzschichteigenschaften und dem zugehörigen Jahresgang geben.

Die Ergebnisse dieser Arbeit sind zum einen eine mögliche Grundlage für weitere Untersuchungen beziehungsweise die Entwicklung verbesserter Methoden zur Untersuchung der Grenzschichteigenschaften in Ny-Ålesund, zum anderen ergibt sich eine Abschätzung, inwieweit die Messungen an diesem Standort repräsentativ für die arktische Grenzschicht sind.

Ein Vergleich der aus den Messdaten ermittelten Höhen mit modellierten Höhen aus dem ECMWF-Modell soll ferner die Vergleichbarkeit dieser Höhen, aber auch die Modellvalidität bezüglich der Grenzschichthöhe, für diesen Standort prüfen. Daraus sollen qualitative Aussagen über Repräsentativität solcher Vergleiche, aber auch die Leistung der Parametrisierung abgeleitet werden.

2 Die planetare Grenzschicht

In den folgenden Abschnitten werden die allgemeinen Eigenschaften der planetaren Grenzschicht zunächst bezogen auf die mittleren Breiten und über Land näher erläutert.

Die planetare Grenzschicht (Peplosphäre) ist jener Teil der Atmosphäre, der direkt in Wechselwirkung durch Austauschprozesse von Energie und Materie mit der Erdoberfläche steht [60], [65]. Der Antrieb für alle Prozesse ist die Einstrahlung der Sonne, die von verschiedenen Konstituenten der Atmosphäre und insbesondere dem Erdboden absorbiert und von verschiedenen physikalischen Prozessen umverteilt wird. Diese Interaktion und die daraus resultierenden Umwandlungsprozesse bestimmen maßgeblich das gesamte Wetter- und Klimasystem.

Nahezu alle Austauschprozesse in der Atmosphäre sind turbulent, sodass die (Intensität der) Turbulenz sowohl für den vertikalen Aufbau als auch die zeitliche Entwicklung des Aufbaus der Peplosphäre

verantwortlich ist. Damit ist die Untersuchung von Turbulenz und deren räumliche sowie zeitliche Variabilität eine der wichtigsten Methoden zur Charakterisierung der Grenzschicht. Aus diesem Grund wird der Begriff der Turbulenz nachfolgend in einem meteorologischen Kontext kurz erläutert.

Turbulenz

Turbulente Strömungen, im Gegensatz zu laminaren, sind Strömungen bei denen sich die Trajektorien der Fluidpartikel schneiden [48]. Eine turbulente Strömung setzt sich aus einem mittleren und einem turbulenten Anteil zusammen, während bei der laminaren Strömung der turbulente Anteil vollständig fehlt. Beispielsweise sind einer großskaligen (synoptischen) mittleren Luftbewegung aufgrund von Druckgradienten zumeist auch kleinskalige räumlich ungeordnete Wirbelbewegungen, sogenannte *Eddies*, überlagert. Mathematisch wird dies durch die Reynolds-Zerlegung (Glg. 2.1) der betrachteten Größe A beschrieben. Im genannten Beispiel des Windes können *Eddies* in Form einer kurzzeitigen Zunahme beziehungsweise Abnahme der Windgeschwindigkeit und/oder einer Änderung der Windrichtung beobachtet werden.

$$A = \underbrace{\bar{A}}_{\text{Mittelwert}} + \underbrace{a'}_{\text{Abweichung}} \quad \text{Reynolds-Zerlegung} \quad (2.1)$$

$$\bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad \text{Mittelwert}^1 \quad (2.2)$$

Eine rein laminare Strömung kann in der Grenzschicht mit Ausnahme der laminaren Unterschicht zumeist nicht beobachtet werden. Dies ergibt sich aus der Reynolds-Zahl (Glg. 2.3), die noch für minimale Geschwindigkeiten in der Atmosphäre signifikant über dem kritischen Wert von zirka $Re_{kr} \approx 3000$, oberhalb derer die Strömung turbulent ist, liegt [48] und folgendermaßen definiert ist.

$$Re = \frac{\rho \cdot v \cdot l}{\mu} \quad (2.3)$$

Hierin sind ρ die Dichte, v die ungestörte Geschwindigkeit, l die Größenordnung der Strömung und μ die dynamische Zähigkeit des Mediums. Unter windstillen Bedingungen tritt in einer stark stabilen Schichtung gegebenenfalls keinerlei oder nur äußerst schwache Turbulenz auf. Unter solchen Bedingungen liegt dann aber auch keine mittlere Luftbewegung vor, sodass es sich nicht mehr um eine Strömung handelt. Die Turbulenz selbst ist durch zwei Eigenschaften charakterisiert. Zum einen durch den Betrag der Abweichung vom Mittel der Strömung und zum anderen durch die zeitliche Dauer dieser Abweichung. Aus diesen beiden Größen ergibt sich die Intensität der Turbulenz. Mit dem Mittelwert der Strömung und der Dauer der Abweichung lässt sich die räumliche Ausdehnung der *Eddies* abschätzen.

Da die Intensität beziehungsweise die Größe der *Eddies* verschiedenste Werte annehmen kann, ergibt sich ein weites Spektrum der Turbulenz. Dies umfasst die meteorologisch mikroskalige Variabilität auf Zeitskalen von Sekunden bis zu einer Stunde auf einer räumlichen Skala von < 1 mm bis zirka 3 km [65]. Somit haben die grössten *Eddies* in der Grenzschicht Ausdehnungen, wie die der Grenzschicht selbst. Ebenso zeigen aber auch die skalaren Größen Temperatur, Feuchtigkeit und die Konzentration von Aerosolen, wenn auch im unterschiedlichen Maße, solche Schwankungen, sodass sich all diese Größen wie folgt (Glg.

¹dies kann eine räumliche, zeitliche oder Ensemble-Mittelung sein

2.4 bis Glg. 2.9) aus dem Mittel und dem turbulenten Anteil zusammensetzen.

$$U = \bar{U} + u' \quad \text{Zonalwind} \quad (2.4)$$

$$V = \bar{V} + v' \quad \text{Meridionalwind} \quad (2.5)$$

$$W = \bar{W} + w' \quad \text{Vertikalwind} \quad (2.6)$$

$$\theta = \bar{\theta} + \theta' \quad (\text{potentielle}) \text{ Temperatur} \quad (2.7)$$

$$q = \bar{q} + q' \quad (\text{spezifische}) \text{ Feuchte} \quad (2.8)$$

$$c = \bar{c} + c' \quad (\text{Aerosol-}) \text{ Konzentration} \quad (2.9)$$

Durch die zeitliche Mittelung der skalaren Größen und die anschließende Subtraktion dieses Mittelwertes von den ungemittelten Messdaten lassen sich die Schwankungen auf kürzeren Zeitskalen ermitteln. Auf diese Weise kann der turbulente Anteil der Strömung von jenem Teil mit Schwankungen auf größeren Zeitskalen von Stunden bis Tagen, das heißt der synoptischen Variabilität, getrennt werden.

Mittels der Reynolds-Mittelwertbildung (Glg. 2.10) über die Produkte aus jeweils zwei der oben genannten Größen ergeben sich die Summen der (kinematischen) Flüsse und der *Eddy*-Flüsse (turbulente Flüsse) wie zum Beispiel für Wärme (Glg. 2.11 und Glg. 2.12) und Impuls (Glg. 2.13). Die *Eddy*-Flüsse entsprechen dabei gerade der Kovarianz (Glg. 2.14) der Faktoren. Im Falle einer stark turbulenten Grenzschicht sind gerade die *Eddy*-Flüsse für Transport und Verteilung (Durchmischung) von Energie (Wärme und Impuls) und Materie (Feuchte und Aerosole) verantwortlich.

$$\overline{(A \cdot B)} = \underbrace{\overline{AB}}_{\text{(kinematischen) Flüsse}} + \underbrace{\overline{a'b'}}_{\text{Eddy-Flüsse}} \quad \text{Reynolds-Mittel} \quad (2.10)$$

$$\overline{(W \cdot \theta)} = \bar{W} \bar{\theta} + \overline{w'\theta'} \quad \text{vertikale Flüsse fühlbarer Wärme} \quad (2.11)$$

$$\overline{(W \cdot q)} = \bar{W} \bar{q} + \overline{w'q'} \quad \text{vertikale Flüsse latenter Wärme} \quad (2.12)$$

$$\overline{(U \cdot W)} = \bar{U} \bar{W} + \overline{u'w'} \quad \text{vertikale Impulsflüsse} \quad (2.13)$$

$$\text{covar}(A, B) \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(A_i - \bar{A}) \cdot (B_i - \bar{B})] = \overline{a'b'} \quad \text{Kovarianz} \quad (2.14)$$

In der Atmosphäre kann im Wesentlichen durch zwei Mechanismen Turbulenz hervorgerufen werden. Zum einen durch statische Instabilität bedingter Auftrieb und zum anderen durch dynamische Instabilität bedingte mechanische Turbulenz. Der wichtigste Antrieb für statische Instabilität ist dabei die solare Einstrahlung während für die dynamische Instabilität hohe Windgeschwindigkeiten beziehungsweise Windscherungen in Richtung und/oder Geschwindigkeit verantwortlich sind. (Positiver) Auftrieb kann sowohl durch Erwärmung des Bodens und damit der darüber liegenden Luftschicht, durch Strahlungskühlung gehobener (Wolken-) Schichten als auch durch Schwerewellen oder Kaltluftadvektion über warmen Grund hervorgerufen werden [60], [65]. Windscherung hingegen wird hauptsächlich aber nicht ausschließlich durch Bodenreibung verursacht. Die Turbulenz in der unteren Troposphäre wird zumeist durch das Zusammenwirken mehrerer dieser Prozesse angetrieben, sodass selten nur ein Prozess für die Durchmischung verantwortlich ist.

Grundsätzlich dissipiert Turbulenz die Energie, die sie hervorruft und wirkt so der bestehenden Instabilität stabilisierend entgegen (Prinzip von LeChatelier). Dabei wird die kinetische Energie von großen *Eddies* über die „Energiekaskade“ (Lewis Richardson 1922) auf molekularer Ebene aufgrund der (molekularen) Viskosität, das heißt durch Reibung in Wärme umgewandelt, sodass die Turbulenz ohne

fortwährenden Antrieb zum Erliegen kommt [65].

2.1 Vertikaler Aufbau der planetaren Grenzschicht

Der allgemeine vertikale Aufbau der planetaren Grenzschicht wird nachfolgend mittels Tabelle 1 und einer zusammengestellten qualitativen Beschreibung nach [26], [46] und [48] schematisch dargestellt beziehungsweise erläutert.

Schicht			Austausch		Stabilität	Mächtigkeit
Freie Atmosphäre						
atmosphärische Grenzschicht, Reibungs- schicht	Ekman-Schicht (Oberschicht, Übergangsschicht)		turbulent	kein konst. Fluss	Stabilitäts- einfluss	50 m- 2000 m
	turbulente Schicht	Prandtl- schicht,		höhen- konstanter		20 m- 50 m
	dynamische Unterschicht	Boden- schicht		Fluss	kein Stabilitäts- einfluss	1,0 m
	zähe Unterschicht		turbulent/ molekular			0,01 m
	laminare Grenzschicht		molekular			0,001 m

Tabelle 1: schematischer vertikaler Aufbau der Grenzschicht (Zusammenstellung aus [26], [46] und [48])

Die planetare oder atmosphärische Grenzschicht kann anhand der verschiedenen physikalischen Eigenschaften und Prozesse in einzelne Schichten unterteilt werden. In der bodennächsten Schicht, der laminaren Grenzschicht, von etwa 1 mm Stärke (siehe Tab. 1), dominieren molekulare Austauschprozesse wie Wärmeleitung und Diffusion, da die höhenabhängige Effektivität der turbulenten Austauschprozesse noch sehr gering ist. Aufgrund der geringen Wärmeleitfähigkeit von Luft können sich hier starke Temperaturgradienten um 20 K je 2,5 mm bilden [46]. Bereits in der darüber liegenden zähen Unterschicht von etwa 1 cm Dicke nimmt die Effektivität der turbulenten Transportprozesse bei gleichzeitiger Abnahme der Effektivität molekularer Prozesse zu, sodass diese Schicht aufgrund der Koexistenz von molekularen und turbulenten Austauschprozessen auch zähe Zwischen- [46] oder Pufferschicht [26] (siehe Tab. 1) genannt wird. Daran schließt sich die im Zentimeterbereich dicke dynamische Unterschicht an, in der die turbulenten Prozesse den Austausch von Energie und Materie bereits dominieren. Innerhalb dieser drei zusammen etwa 1 m mächtigen Schicht hat die atmosphärische Stabilität keinen Einfluss auf die Transportprozesse² [26]. Dieser beginnt erst in der turbulenten Schicht darüber, sodass diese Eigenschaft bei der Bestimmung der Stabilität beispielsweise durch die Betrachtung von Messwerten erst oberhalb von 2 m berücksichtigt werden muss.

²dies ergibt sich aus Abschätzungen der Ähnlichkeitstheorie nach Monin und Obukhov [26], auf die in dieser Arbeit nicht näher eingegangen wird

Die 4 bisher genannten Schichten werden, zuweilen unter Ausschluss der zähen und/oder der laminaren Unterschicht, zur Prandtl- oder Bodenschicht zusammengefasst (siehe Tab. 1). Diese insgesamt etwa 20 m bis 50 m aber maximal 100 m [46] dicke Schicht weist große vertikale Gradienten der Temperatur, der Feuchte und der Windgeschwindigkeit auf, wobei die vertikalen (turbulenten) Flüsse noch näherungsweise höhenkonstant sind [26], [60]. Oberhalb der Prandtl-Schicht folgt die bis in zu 3000 m [65] Höhe reichende Ekman- oder Oberschicht, in der zusätzlich Windrichtungsscherungen (Ekman-Spirale) und Flusssdivergenzen auftreten, sodass die Flüsse hier nicht mehr höhenkonstant sind. Die Übergänge zwischen den einzelnen Schichten sind zumeist nicht scharf definiert, wobei eine exakte Unterscheidung aller Schichten häufig auch nicht notwendig ist. Entsprechend werden die Schichten anwendungsspezifisch zusammengefasst beziehungsweise abweichend von den vorangegangenen Erläuterungen definiert.

2.2 Variabilität (Tagesgang) der planetarischen Grenzschicht

Die solare Einstrahlung ist der wichtigste Antrieb für Prozesse in der Pepsphäre. Infolgedessen hängen die Eigenschaften und damit auch alle meteorologischen Größen sensibel von der tages- und jahreszeitlichen Variabilität der eingestrahnten Energiemenge ab, sodass unter anderem ein ausgeprägter Tagesgang mit dem Tag-Nacht-Wechsel in der Grenzschicht beobachtet werden kann. Dieser Tagesgang wird nachfolgend ebenfalls für die mittleren Breiten und über Land näher nach [65] und [60] erläutert.

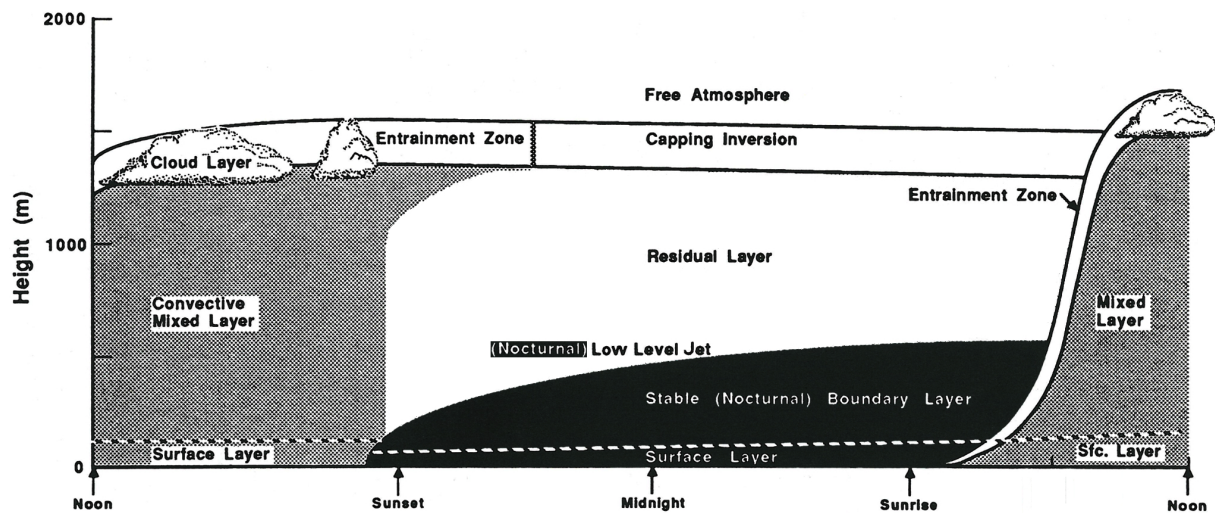


Abbildung 1: idealisierte Darstellung des Tagesgangs der Grenzschicht nach [65] und Modifikationen

Sonnenaufgang-Sonnenuntergang

Aufgrund der zunehmenden solaren Strahlungsintensität am Morgen erwärmt sich der Boden durch Absorption der kurzwelligen Strahlung. Dadurch setzt infolge der entstehenden Temperaturgradienten der Transport von fühlbarer Wärme ein, sodass die bodennahe Luftschicht durch den Boden ebenfalls erwärmt wird. Aufgrund der geringeren Dichte der erwärmten Luft steigt diese im *Surface Layer*³ in relativ lokalisierten, kohärenten, vertikalen Strukturen, den sogenannten *Plumes* auf. Diese besitzen eine räumliche Ausdehnung von etwa 100 m sowohl in der Höhe als auch im Durchmesser, wobei die mittlere vertikale Geschwindigkeit der aufsteigenden Luft bei etwa 1 m/s liegt [65]. Oberhalb des *Surface Layer* werden die *Plumes* diffuser und verbinden sich zu den größeren *Thermals* mit einer horizontalen und vertikalen Ausdehnung von zirka 100 m am Morgen und bis zu 2 km am Nachmittag. In den *Thermals* ist die mittlere vertikale Geschwindigkeit mit etwa 1 m/s bis 2 m/s etwas höher als in den *Plumes* [65].

³nach [65] sind dies die unteren 10% der Grenzschicht, in der unter anderem die Beträge der turbulenten Flüsse um weniger als 10% variieren; dies entspricht etwa der Prandtl-Schicht

Aufgrund der intensiven vertikalen Durchmischung durch die freie Konvektion bildet sich nach dem *Burning Off* [65] der nächtlichen, stabilen, bodennahen Schichtung etwa 30 min nach Sonnenaufgang eine mit der Zeit anwachsende Mischschicht (*Mixed Layer* in Abb. 1), die am Nachmittag ihre Maximalhöhe erreicht. Innerhalb dieser Schicht sind die mittleren, das heißt die turbulenzbereinigten, meteorologischen Größen oberhalb der Bodenschicht näherungsweise höhenkonstant, wie in dem idealisierten mittleren vertikalen Profil der virtuellen potentiellen Temperatur $\bar{\Theta}_v$ (Glg. 6.3 (S. 38)), des Wasserdampf-mischungsverhältnisses $\bar{r}$ (Glg. 6.4 (S. 38)), der Windgeschwindigkeit $\bar{M}$ und der Aerosolkonzentration $\bar{c}$ in Abbildung 2 dargestellt ist. Das Wachstum der Mischungsschicht hängt stark von der Temperaturschichtung und damit auch von den Grenzschichteigenschaften des Vortages ab. Befindet sich oberhalb der nächtlichen stabilen bodennahen Schichtung ein *Residual Layer* (siehe **Sonnenuntergang-Sonnenaufgang**) des Vortages mit einer Temperatur nahe der aktuellen Temperatur der *Thermals*, kann die warme Luft sehr zügig mit Raten bis zu 1 km je 15 min in dieser Schicht aufsteigen [65]. Nach oben wird die Konvektion durch die *Capping-Inversion* begrenzt. Hierbei handelt es sich um eine stabile Schichtung, in der die (absolute) Temperatur aber nicht, wie es der Begriff Inversion impliziert, mit der Höhe ansteigen muss.

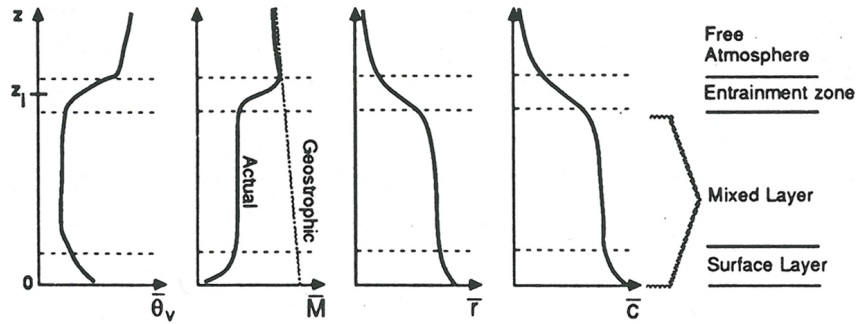


Abbildung 2: idealisierte mittlere vertikale Profile der virtuellen potentiellen Temperatur $\bar{\Theta}_v$, der absoluten Feuchte $\bar{r}$, der Windgeschwindigkeit $\bar{M}$ und der Aerosolkonzentration $\bar{c}$ in der instabilen Grenzschicht: entnommen aus [65]

Haben die *Thermals* die *Capping-Inversion* erreicht, ist die Mischschichtdicke über den Nachmittag relativ konstant. Die *Capping-Inversion* entspricht somit dem kontinuierlichen Übergang zwischen der (turbulenten) Grenzschicht und der freien Atmosphäre (*Free Atmosphere* in Abb. 1) darüber. Kleine Änderungen der Mischungsschichtdicke beziehungsweise -höhe ergeben sich aus dem dynamischen Gleichgewicht zwischen *Entrainment*, Subsidenz und Konvektion am oberen Ende der Mischschicht. Infolge der Auftriebskraft erhalten die aufsteigenden Luftpakete Impuls und damit Bewegungsenergie, wodurch diese bis in die stabile, quasi-nichtturbulente freie Atmosphäre, das heißt weit in die *Capping-Inversion* aufsteigen. Bei dieser *Penetrative Convection* [65] steigt die warme Luft bis in Höhen auf, in der die Temperatur der Umgebungsluft höher als die der *Thermals* ist. Infolgedessen erfahren die Luftpakete einen negativen Auftrieb, wodurch diese wieder quasi nicht durchmischt, aufgrund der geringen Turbulenz in dieser Höhe, in den *Mixed Layer* absinken. Durch diesen Prozess wird warme Luft vom oberen Ende der *Capping-Inversion* in die Mischschicht gedrückt und schnell turbulent eingemischt. Entsprechend handelt es sich um einen *One-Way Entrainment*-Prozess, da hauptsächlich weniger turbulente Luft in turbulenterer Luft gemischt wird [65]. Vom Boden emittierte Aerosole verbleiben somit ebenfalls im *Mixed Layer*, sodass ein starker Gradient der mittleren Aerosolkonzentration $\bar{c}$ in der *Entrainment*-Zone zu beobachten ist (siehe Abb. 2). Ferner kann die Grenzschicht bei großen Temperaturdifferenzen zwischen den *Thermals* und der Umgebungsluft durch diesen Prozess auch über schwach stabile Schichten hinaus anwachsen. Ob eine stabile Schicht die Vertikalbewegung begrenzt, hängt somit von der Temperatur der *Thermals* und den Eigenschaften der stabilen Schicht ab.

In Abwesenheit von Wolken ist durch das *Entrainment* von warmer und trockener Luft von oben typischerweise ein starker Gradient der mittleren absoluten Feuchte $\bar{r}$ über die gesamte *Entrainment*-Zone zu beobachten (siehe Abb. 2). Erreichen die aufsteigenden Luftmassen ihr Kondensationsniveau (*Lifted Condensation Level*, Taupunkt) bilden sich in der *Entrainment*-Zone Wolken, sodass dann ein evidenter Anstieg der relativen Feuchte zu beobachten ist. Bei starker Bewölkung wächst die Mischschicht langsamer, da weniger solare Strahlung den Boden erreicht und damit die Intensität der (konvektiven) Turbulenz vermindert. Bei sehr starker und dichter Bedeckung kann die Konvektion sogar völlig aussetzen und die Temperaturschichtung neutral (trockenindifferent) werden.

Der vertikale turbulente Fluss fühlbarer Wärme $\overline{w'\Theta'}$ (*Heat Flux* in Abb. 3 a.)) zeigt bis zur *Entrainment*-Zone einen nahezu linearen Abfall mit der Höhe und erreicht innerhalb der *Entrainment*-Zone dann negative Werte. Der vertikale turbulente Impulsfluss $\overline{u'w'}$ (*Momentum Flux* in Abb. 3 a.)) steigt ebenfalls nahezu linear mit Höhe und erreicht ein lokales Maximum in der *Entrainment*-Zone. Der vertikale turbulente Fluss latenter Wärme $\overline{w'q'}$ (*Moisture Flux* in Abb. 3 a.)) fällt analog zum turbulenten Fluss fühlbarer Wärme mit der Höhe, wird aber in der *Entrainment*-Zone nicht negativ. Am oberen Ende der *Entrainment*-Zone werden alle turbulenten Flüsse näherungsweise 0.

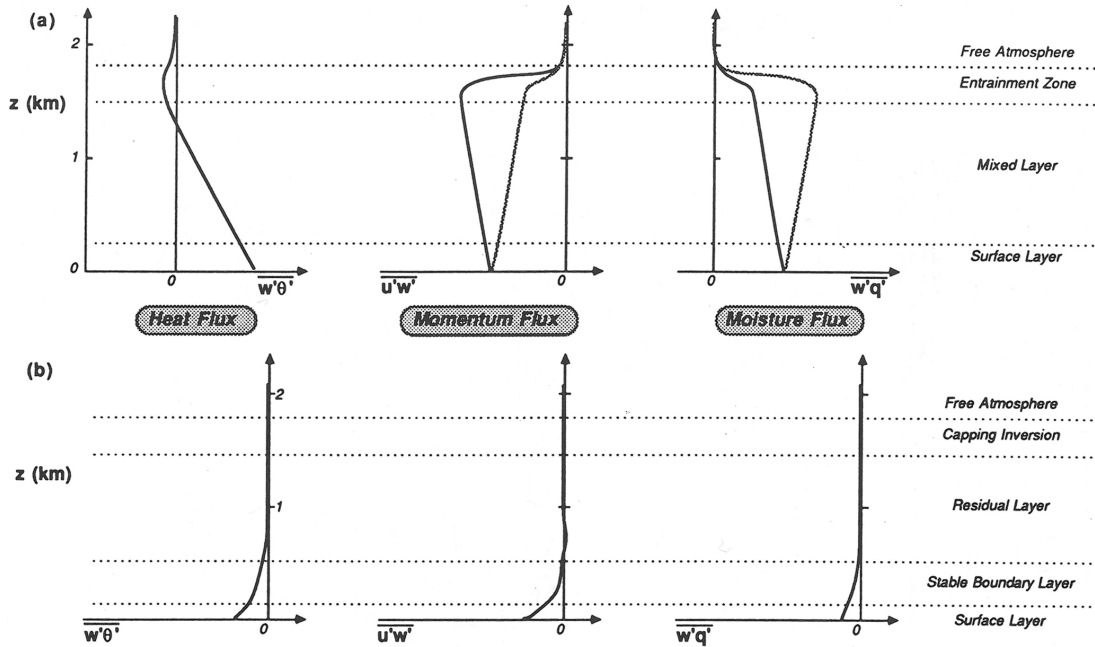


Abbildung 3: idealisierte vertikale Profile der turbulenten vertikalen Flüsse von fühlbarer Wärme $\overline{w'\Theta'}$, Impuls $\overline{u'w'}$ und latenter Wärme $\overline{w'q'}$ für die a.) instabile und b.) stabile Grenzschicht: entnommen aus [65]

Da die *Capping*-Inversion einen kontinuierlichen Übergang darstellt, kann die Grenzschichthöhe in verschiedenen Höhen definiert werden. Diese kann der Beginn, das obere Ende oder nach [65] die Mitte z_i (siehe Abb. 2) der *Entrainment*-Zone sein.

Insgesamt wird dieser Zustand der Peplosphäre als konvektive Grenzschicht bezeichnet, die sich in 3 wesentliche Schichten unterteilt. In Abhängigkeit von der Tageszeit, der synoptischen Situation und weiteren Randbedingungen wie der Orographie, haben diese nach [65] folgende Ausdehnungen.

1. Bodenschicht (*Surface Layer*), etwa 5 % bis 10 % der Grenzschicht
2. (konvektive) Mischungsschicht ((*Convective*) *Mixed Layer*), etwa 35 % bis 80 % der Grenzschicht
3. *Entrainment*-Zone, 10 % bis 60 % der Grenzschicht

Sonnenuntergang-Sonnenaufgang

Bei Sonnenuntergang klingt infolge der abnehmenden Einstrahlung auch die Turbulenz in der Mischschicht ab, da die Dissipation über die Turbulenzproduktion dominiert. Ohne weitere Prozesse, wie Kaltluftadvektion, besitzt die ursprüngliche Mischschicht nun eine neutrale Schichtung in der nur noch eine schwache nahezu isotrope Turbulenz auftritt. Aerosole, die tagsüber in die Mischschicht emittiert wurden, verbleiben in dieser remanenten Schicht (*Residual Layer* in Abb. 1) in der die mittleren Zustandsgrößen der Mischschicht vom Ende des Tages über die Nacht weitestgehend erhalten bleiben. Aufgrund der Stabilität der Schichtung in der *Capping-Inversion* bleibt auch diese erhalten.

Der Boden kühlt ohne Energiezufuhr durch die langwelligen Strahlung schnell ab und es bildet sich aufgrund des Temperaturgradienten eine stabile Schichtung oder gegebenenfalls eine Inversion über dem Boden mit nur noch schwacher und sporadischer Turbulenz aus. Ebenso wie die konvektive Grenzschicht wächst auch die nun stabile Grenzschicht mit der Zeit. Während hierfür in der konvektiven Grenzschicht fast ausschließlich die Turbulenz verantwortlich war, sind hier neben der mechanischen Turbulenz auch Subsidenz, Advektion und Strahlung die relevanten Prozesse [65]. Entsprechend klein sind auch die vertikalen turbulenten Flüsse (siehe Abb. 3 b.)). Der vertikale turbulente Fluss fühlbarer beziehungsweise latenter Wärme weisen zusätzlich ein negatives Vorzeichen auf.

Aufgrund der stabilen Schichtung in Bodennähe, ist hier ein positiver Gradient der potentiellen Temperatur zu beobachten (siehe Abb. 4). Mit zunehmender Höhe geht die stabile Schichtung kontinuierlich in die trockenindifferente Schichtung des *Residual Layer* über. Oberhalb der stabilen Schicht können sich sogenannte (*Nocturnal*) *Low-Level-Jets* mit supergeostrophischen Windgeschwindigkeiten ausbilden [65] (siehe **2.2 Bodennahe Windmaxima** (S. 10)). Durch die stabile Temperaturschichtung wird der vertikale turbulente Austausch zum einen zwar unterdrückt, zum anderen aber zum Beispiel durch *Jet*-bedingte Windscherungen generiert. Die stabile Grenzschicht befindet sich somit in einem sensiblen Gleichgewicht zwischen Produktion von mechanischer (dynamischer) Turbulenz und deren Unterdrückung durch die stabile thermische Schichtung. In Abhängigkeit von dem Betrag der Windgeschwindigkeit und gegebenenfalls der Windscherungen kann dies zu wiederholter, kurzfristiger Turbulenz führen, sodass auch in der stabilen Grenzschicht durchmischte Schichten auftreten können [65]. In Abbildung 4 sind typische vertikale Profile der potentiellen Temperatur bei unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten dargestellt.

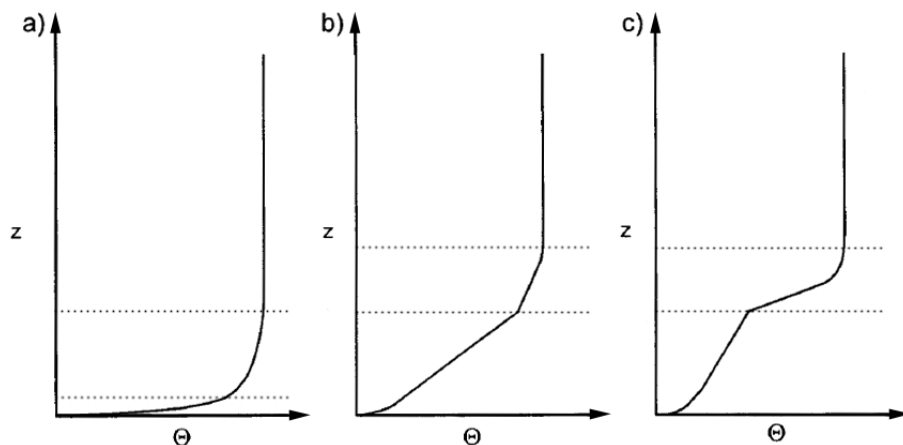


Abbildung 4: idealisierte Profile der potentiellen Temperatur in der stabilen Grenzschicht bei a.) kleinen, b.) moderaten und c.) und großen Windgeschwindigkeiten nach [60]

Unter Bedingungen mit geringen Windgeschwindigkeiten und starker Strahlungskühlung entsteht nur schwache (mechanische) Turbulenz, sodass die potentielle Temperatur von einem nahezu linearen An-

stieg in Bodennähe, kontinuierlich in die schwach stabile beziehungsweise neutrale Schichtung übergeht (Abb. 4 a.)) [60].

Bei hohen Windgeschwindigkeiten und schwacher Strahlungskühlung bildet sich in Bodennähe eine, im Vergleich zur konvektiven Mischungsschicht (*Mixed Layer*), schwach durchmischte Schicht aus (Abb. 4 c.)). In dieser Schicht zeigt die potentielle Temperatur nur einen kleinen positiven Gradienten. Dieser Schicht folgt eine sehr dünne Schicht von 10 m bis 30 m Stärke mit einem sprunghaften Anstieg der potentiellen Temperatur, die dann ebenfalls kontinuierlich in die weniger stabile bis neutrale Schicht darüber übergeht [60]. Bei moderaten Windgeschwindigkeiten (Abb. 4 b.)) findet zwar auch eine Durchmischung statt, allerdings ist diese nicht sehr effektiv, sodass die Unterscheidung der einzelnen Schichten gegebenenfalls nicht eindeutig ist. Anhand von Abbildung 4 wird deutlich, dass auch die Höhe der stabilen Grenzschicht in verschiedenen Höhen definiert werden kann. Diese sind durch horizontale Linien angedeutet.

Die geringe Effektivität der mechanischen gegenüber der konvektiven Turbulenz liegt in der Anisotropie der resultierenden Durchmischung beider Prozesse begründet. So bewirkt mechanische Turbulenz hauptsächlich eine horizontale, Konvektion hingegen hauptsächlich eine vertikale Durchmischung [65], wodurch selbst bei hohen Windgeschwindigkeiten die stabile Schichtung nicht näherungsweise trockenindifferent wie im *Mixed Layer* der konvektiven Grenzschicht wird.

Ferner wird deutlich, dass die Bestimmung der Höhe einzelner Schichten der stabilen Grenzschicht anhand von Temperaturprofilen äußerst schwierig ist, da die Übergänge zwischen den Schichten fließend sind beziehungsweise nur kleine Änderungen des vertikalen Gradienten auftreten.

In Hinblick auf Grenzschichtuntersuchungen ergeben sich somit zwei Gruppen der Grenzschicht. Zum einen die stabile und zum anderen die konvektive (instabile) Grenzschicht, deren spezifischen Eigenschaften in den meteorologischen Größen zur Ermittlung der Höhe ausgenutzt werden können. Ist die Schichtung vom Boden beginnend neutral (trockenindifferent) ist eine Zuordnung nicht möglich [65], sodass auch eine Grenzschichthöhenbestimmung nahezu unmöglich beziehungsweise sehr ungenau ist.

Der Antrieb für mechanische Turbulenz sind neben hohen Windgeschwindigkeiten Scherungen, sowohl in der Windgeschwindigkeit als auch in der Windrichtung, die hauptsächlich durch die Bodenreibung und die gegebenenfalls vorhandene Orographie hervorgerufen werden. Diese Scherungen entsprechen im vertikalen Profil der Windgeschwindigkeit Gradienten mit wechselnden Vorzeichen, wodurch lokale Extrema auftreten. Im Falle von lokalen Windgeschwindigkeitsmaxima kann es sich, in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit, um sogenannte *Low Level Jets* [65] handeln. Die Höhe in der solche Maxima auftritt, kann ein Indiz für die Grenzschichthöhe, aber auch ein Indikator für das potentielle Vorhandensein von mechanischer Turbulenz in der Peplosphäre sein.

Bodennahe Windmaxima

Bodennahe Windgeschwindigkeitsmaxima, nachfolgend *Low Level Jet(s)* (kurz: LLJ), sind lokale Maxima im vertikalen Profil der Windgeschwindigkeit unterhalb von 1500 m Höhe. Die exakten Kriterien zur Identifizierung solcher Windspitzen variieren bei verschiedenen Autoren [65]. Die hier genutzte Definition wird unter **9.1 Auswertung der Kriterien für eine stabile Schichtung** in Abschnitt **S2, S3, S4: LLJ-Höhe** (S. 63) erläutert.

In Abhängigkeit von dem Standort kann es eine Vielzahl an Ursachen geben, die eine solche Modifikation hervorrufen. Durch das Zusammenwirken mehrerer dieser Ursachen treten LLJs in der gesamten Grenzschicht und auch noch darüber zum Teil mehrfach auf. Die wichtigsten Ursachen sind nachfolgend nach [65] aufgelistet:

- synoptische Baroklinität in Verbindung mit Wettermustern
- Fronten
- advektive Beschleunigungen
- inertiale Oszillation
- Aufspaltung, Kanalisierung, Konfluenz an/um Bergbarrieren
- Land-, Meer- und Seebrisen
- Berg- und Talwinde (Fallwinde) (Winde parallel zur Talachse (Zerlegung nach [65]))
- anabatische/katabatische Winde (Winde senkrecht zur Talachse (Zerlegung nach [65]))
- Baroklinität in Verbindung mit abfallenden Terrain
- Lee-Wellen

Während die ersten drei Faktoren auch von den meteorologischen Bedingungen abhängen, kann die inertiale Oszillation immer dann auftreten, wenn eine Entkopplung der bodennahen Luftschichten vom Boden auftritt, wie es zum Beispiel zum Abend eines stark konvektiven Tages durch Abklingen der Turbulenz der Fall ist. Diese vier Prozesse sind somit nicht nur vom Standort abhängig. Die letzten sechs hingegen, hängen stark von der geografischen Lage und von der vorliegenden Orographie ab und können sowohl das Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit als auch das der Windrichtung stark beeinflussen.

Bergwinde können in eisfreien, nicht arktischen Tälern, Windgeschwindigkeiten von bis zu 8 m/s und eine vertikale Ausdehnung von bis zu 400 m in der Nacht erreichen [65]. Die Superposition der katabatischen Winde und der Bergwinde kann zu einer gletscherabwärts gerichteten Gesamtströmung führen [65]. Seebrisen können tagsüber als Fronten senkrecht zur Küstenlinie ohne zusätzlichen synoptischen Antrieb mit Geschwindigkeiten von bis zu 5 m/s und einer vertikalen Mächtigkeit von bis zu 500 m über den erwärmten Boden propagieren und am Ende des Tages ohne orographische Störungen 20 km bis 50 km landeinwärts reichen [65].

Zusätzlich sind innerhalb der Ekman-Schicht Windrichtungsscherungen bis zu 45° (theoretischer Wert) nach links zum geostrophischen Wind (von oben gesehen) auf der nördlichen Halbkugel allein aufgrund der immer vorhandenen Bodenreibung und der Corioliskraft möglich. Typischerweise werden in dieser sogenannten Ekman-Spirale aber nur Scherungen zwischen 15° und 25° beobachtet. Dies ist im Wesentlichen darauf zurück zu führen, dass bei der Herleitung des theoretischen Wertes verschiedene Näherungen gemacht werden [25].

Da es sich bei den genannten Grenzschichteigenschaften um allgemeine idealisierte Eigenschaften handelt, können die realen Beobachtungen, insbesondere in Gebieten mit klimatologisch extremen Bedingungen wie in Ny-Ålesund, erheblich von diesen abweichen. Wie aus der nachfolgenden Standortbeschreibung für die AWIPEV-Station in Ny-Ålesund deutlich wird, ist keiner der zuvor genannten Prozesse ausgeschlossen, wodurch die lokalen Windprofile eine komplexe Struktur aufweisen.

3 Die AWIPEV-Station

Ny-Ålesund liegt mit den Koordinaten 78°55'18" N, 11°56'31" O deutlich nördlich des Polarkreises auf der Insel Spitzbergen, einer Insel des Archipels Svalbard im arktischen Ozean. Der Ort befindet sich direkt am Nordufer der Landzunge Brøggerhalvøya, die im Norden durch den Kongsfjorden und im Südwesten

durch die 88 km lange Meerenge Forlandsundet begrenzt wird. Der Fjord hat eine Breite zwischen 6 km und 14 km und eine Länge von etwa 26 km ausgehend von der Westküste Spitzbergens.

Südlich des Ortes erstreckt sich auf der gesamten Länge der Landzunge eine Bergkette mit Gipfelhöhen bis zu 800 m Höhe, die durch mehrere Gletscher, unter anderem den Vestre und Austre Brøggerbreen im Südwesten, immer wieder unterbrochen wird. Östlich befinden sich die Gletscher Kronebreen und Kongsbreen, die sich vom Landesinneren bis zur Ostküste des Kongsfjorden erstrecken und direkt im Fjord gemeinsam mit einem dritten Gletscher, dem Conway, münden. An der nördlichen Küstenlinie des Fjordes schließt ebenfalls eine Bergkette mit Gipfelhöhen bis zu 1200 m Höhe an, die im Bereich der im Fjord liegenden Halbinsel durch die Gletschermündung des Blomstrandbreen unterbrochen wird. Für ein ausführliche interaktive Karte sei auf [89] verweisen.

Aufgrund der hohen geografischen Breite und unter Vernachlässigung der Orographie herrscht in den Zeiträumen vom 18. Oktober bis zum 19. Februar Polarnacht und vom 14. April bis zum 24. August Polartag, während derer die Sonne immer unterhalb beziehungsweise oberhalb des Horizonts steht. Aufgrund der Abschattung des Ortes durch das Zeppelin-Massiv im Süden und der Gebirgslandschaft in den übrigen Richtungen erreicht den Ort jedoch nur zwischen dem 15. März und dem 30. September direktes Sonnenlicht. Während dieser beiden Zeiträume gibt es dementsprechend keinen, beziehungsweise nur einen sehr schwach ausgeprägten Tagesgang, sodass Messungen aus der Polarnacht als Nachtsituation und Messungen aus dem Polartag als Tagesmessungen behandelt werden. In den Übergangsjahreszeiten kann ein ausgeprägter Tagesgang beobachtet werden, jedoch ist die gesamte solare Einstrahlung in dieser Zeit sehr gering (siehe dazu Kapitel **6.1 Strahlungsbilanz** (S. 26)).

Die großskalige Anströmung und damit auch das Klima Svalbards wird durch das Island-Tiefdruckgebiet und durch die Hochdruckgebiete über Grönland und dem arktischen Ozean bestimmt [47]. Je nach Ausprägung der Drucksysteme können sowohl kalte Luftmassen aus dem Norden als auch warme Luftmassen aus dem Süden das Archipel im Winter wie auch im Sommer erreichen und große Temperaturschwankungen gerade im Winter hervorrufen [47]. Häufige Tiefdruckfronten transportieren warme Luft vom Atlantik in Richtung Barentssee und haben damit einen wärmenden Effekt für diese Region [63]. Die lokale Wassertemperatur wird stark durch den Nordatlantikstrom (auch: West-Stützberger Strom [47]), einem Seitenarm des Golfstroms, beeinflusst, sodass trotz der polnahen Lage die Südwestküste auch im Winter häufig eisfrei bleibt. Diese Faktoren begünstigen ein relativ mildes Klima mit durchschnittlichen Temperaturen im Juli um $+5^{\circ}\text{C}$ und im Januar um -13°C bei einem geringen jährlichen Niederschlag, hauptsächlich in Form von Schnee [63], von etwa 400 mm [76]. Der Ort selbst besteht aus einer Vielzahl teilweise ganzjährig besetzter internationaler Polarforschungsstationen. Eine dieser Stationen ist die 1991 eingerichtete Koldewey-Station („Blaues Haus“) des Alfred-Wegener-Institutes für Polar und Meeresforschung (kurz: AWI), die im Jahre 2003 mit der Station der französischen Polarinstituts Paul Emile Victor (kurz: IPEV) zur deutsch-französischen Forschungsstation AWIPEV zusammengeschlossen wurde. An dieser Station wurden die in dieser Arbeit genutzten Daten kontinuierlich erhoben. Für einen Überblick über den Ort mit entsprechenden Standortmarkierungen sei auf das Foto in Abbildung 5 verwiesen, dass an der 474 m hohen Zeppelin-Station ($78^{\circ}54' \text{N}$, $11^{\circ}53' \text{O}$) auf dem Zeppelinberg im Süden des Ortes entstand. Im Hintergrund ist der Kongsfjorden zu erkennen.

Svalbard gehört nach der Köppen-Klassifikation zu der polaren Tundra Klimazone [47]. Zirka zwei Drittel der Landmasse sind von Eis bedeckt und weniger als 10 % weist eine Vegetation auf. Diese Vegetation gedeiht hauptsächlich im Sommer in der aktiven Schicht (zirka 30 cm bis 150 cm) des Permafrostbodens schneefreier Regionen. Die maximale Vegetationshöhe von 25 cm bis 30 cm wird von kleinen Birken und Weiden in günstig gelegenen Gebieten und dadurch sporadisch erreicht [81]. Im näheren Umkreis des Ortes selbst gedeihen im Wesentlichen fünf Arten von Moosen und Heidekraut [63] die diese Höhe nicht erreichen.



Abbildung 5: Ny-Ålesund vor dem 22.08.2011 mit Standortmarkierungen von der Zeppelin-Station aus gesehen (Aufnahme: Jürgen Gräser, AWI Potsdam)

4 Die Daten

In dieser Arbeit wurden Daten von verschiedenen Messsystemen aus dem Zeitraum vom 02.09.2003 bis zum 01.09.2011 ausgewertet. Dabei handelt es sich zum einem um die täglich durchgeführten Radiosondierungen, zum anderen um die kontinuierlich durchgeführten Messungen des *Baseline Surface Radiation Network* (kurz: BSRN-) Messfeldes. Die Modellreanalysedaten sind dem *European Centre for Medium Weather Forecasts* (kurz: ECMWF-) Modell entnommen. Zusätzlich wurden für ausgewählte Tage Daten von zwei *Light Detection And Ranging* (kurz: LIDAR-) Messsystemen genutzt. Dies war zum einen ein Ceilometer und zum anderen das *Koldewey-Aerosol-Raman-LIDAR* (kurz: KARL-) System.

4.1 Radiosondierungen

Mit den Radiosondierungen werden standardmäßig die Größen Druck, Temperatur, relative Feuchte, Windrichtung und Windgeschwindigkeit bis in eine Höhe von zirka 30 km in diskreten Messintervallen gemessen. Die in den Daten ebenfalls vorhandene geopotentielle Höhe über dem Meeresspiegel (*above sea level* kurz: a.s.l.) wurde bei der Prozessierung der Rohdaten durch die Herstellersoftware über einen nicht bekannten Algorithmus aus verschiedenen Anfangswerten berechnet. Das archivierte vertikale Messintervall beträgt standardmäßig 5 s. Dies entspricht bei einer durchschnittlichen Aufstiegsgeschwindigkeit von 5 m/s etwa einer geometrischen Höhenauflösung von 25 m.

Zusätzlich wird im Mittel wöchentlich eine der Sonden mit weiteren Instrumenten zur Messung der Ozonkonzentration ausgestattet. Diese Daten der Ozonkonzentration wurden in dieser Arbeit aber nicht ausgewertet.

Bei den Radiosonden handelt es sich um Sonden aus dem Hause Vaisala vom Typ RS-90 beziehungsweise RS-92 (SGP und SGPW). Typ RS-90 wurde seit dem 23.07.2002 für die routinemäßigen Aufstiege genutzt. Allerdings wurden die Daten erst seit dem 02.09.2003 in dem standardisierten *Nasa-Ames*-Dateiformat in fünf Sekunden Auflösung archiviert, sodass aus diesem Grund die untersuchte Zeitreihe aus Konsistenzgründen mit dem zuletzt genannten Termin beginnt. Am 28.10.2005 wurde dann auf den Sondentyp

RS-92 umgestellt, wobei die Ozonsondierungen noch bis zum 22.01.2007 mit dem älteren Sondenmodell (RS-90) durchgeführt wurden.

Wie aus vergleichenden Arbeiten hervorgeht [50], ist der Unterschied zwischen den Messwerten beider Sontentypen nicht signifikant, da kaum Änderungen an den Messinstrumenten vorgenommen wurden. Die wesentlichen Weiterentwicklungen seiner Zeit waren Verbesserungen der zugehörigen Software-Algorithmen, die Umstellung auf die digitale Datenübertragung und die ab dem 03.04.2005 bei allen Sondierungen vor jedem Start durchgeführte Feuchtekonditionierung. Letztere hatte gravierende Auswirkungen auf die Feuchtemessungen, da damit das bekannte Problem des Trocken-BIAS der Feuchtesensoren eingeschränkt werden konnte [50]. Infolgedessen ist ein direkter Vergleich der Absolutwerte der relativen Feuchte von Sondierungsdaten vor und nach der Einführung besagter Konditionierung problematisch. Da aber in dieser Arbeit lediglich Änderungen in der relativen Feuchte mit der Höhe untersucht wurden, hatte dieser Umstand keine Folgen für die hier ermittelten Ergebnisse. Einzelheiten zu Korrekturen der Sensorträgheit oder der Strahlungskorrektur wurden nicht transparent dokumentiert, sodass hierzu keine Aussage gemacht werden kann.

Des Weiteren seien die speziellen Fehlersignaturen der Sondierungsdaten erwähnt. Jeder Fehler eines Messgerätes wird durch die Herstellersoftware (MetGraph) mit einer spezifischen Fehlersignatur in dem entsprechenden Höhenschritt gekennzeichnet. Damit ist es möglich solche Fehler eindeutig zu erkennen und problemspezifisch zu behandeln, sodass ein fehlerbehaftetes Vertikalprofil einer Messgröße nicht vollständig verworfen werden musste. Hierzu sei auf die Beschreibung der erstellten Algorithmen im **Anhang** unter **C Programme** (S. 133) verwiesen.

Die Radiosondierungen werden regulär um 11 UTC vom Ballonhaus (siehe Abb. 5) innerhalb des zugelassenen Zeitintervalls von ± 15 min gestartet. Während Kampagnen werden zusätzlich, je nach Fragestellung, weitere Messungen zu unterschiedlichen Zeiten durchgeführt. Diese werden im Regelfall ebenfalls zu einer vollen Stunde und innerhalb des genannten Zeitintervalls gestartet.

Für eine genauere Untersuchung der so gewonnenen Daten mussten zunächst mögliche Fehler und Inkonsistenzen der archivierten *Nasa-Ames*-Dateien verarbeitet werden. Nachfolgend werden die speziellen Fehlerquellen und die durchgeführte Homogenisierung der Daten genauer erläutert.

Startzeit

Im Regelfall wird im Datei-Header jeder Datei die exakte Startzeit in dezimaler Form abgespeichert, sodass die exakte Startzeitpunkt minutengenau im Nachhinein ermittelt werden kann. Trotz dieses Standards der *Nasa-Ames*-Dateien fehlte in einigen Datensätzen dieser Zeitstempel. In diesen Fällen kann die Startzeit aus den sogenannten *TEM*-Dateien gewonnen werden. Dabei handelt es sich um Dateien die speziell kodierte, nur für synoptische Betrachtungen notwendige Daten des jeweiligen Aufstiegs beinhalten und von Wetterdiensten für Wettervorhersagen genutzt werden. Es gab keine Sondierung in der Zeitreihe für die der Startzeitpunkt nicht nachträglich auf diese Weise ermittelt werden konnte. Nachfolgend werden alle Sondierungen die in den *Nasa-Ames*- beziehungsweise *TEM*-Dateien eine Startzeit in einem Zeitintervall von ± 30 min um 11 UTC aufwiesen als 11UTC-Sondierungen deklariert. Dieses größere Zeitintervall wurde hier toleriert, da trotz des zuvor genannten Intervalls von ± 15 min für den Sondenstart diverse Sondierungen auch größere zeitliche Abweichungen in der gespeicherten Startzeit aufwiesen.

Windrichtung und Windgeschwindigkeit

Lag die gemessene Windgeschwindigkeit eines Messpunktes unterhalb von 0,5 m/s wurde sowohl für die Windgeschwindigkeit als auch für die Windrichtung der Wert 0 durch die Herstellersoftware gespeichert, sodass windstille Schichten eindeutig identifiziert werden konnten. Im Falle größerer Windgeschwindig-

keiten wurde der Windrichtung exakt Nord der Wert 360° zugeordnet. Bei der Analyse der Windprofile im Zuge dieser Arbeit zeigte sich, dass bei einer Windgeschwindigkeit von exakt $0,5 \text{ m/s}$ unrealistisch häufig, das heißt in $46,5\%$ dieser Fälle, die Windrichtung exakt Nord, das heißt 360° „gemessen“ wurde. Bei Messpunkten mit einer Windgeschwindigkeit von $0,6 \text{ m/s}$ wurde dieser Wert bei weniger als $0,25\%$ gemessen. Ähnlich geringe prozentuale Anteile ergaben sich auch für die folgenden Geschwindigkeiten in Zehntelschritten bis einschließlich der Geschwindigkeit von 1 m/s . Hierfür könnte ein interner Rundungsfehler der Herstellersoftware beziehungsweise eine inkonsistente Behandlung von Windstille (0° , 0 m/s), wie sie auch bei der nachträglichen Prozessierung der Daten (siehe **4.1 Prozessierung** (S. 18)) auftritt sein. Da nachträglich nicht geprüft werden konnte, ob die $53,5\%$ der von 360° abweichenden Werte und welche der 360° -Werte selbst bei einer Windgeschwindigkeit von $0,5 \text{ m/s}$ möglicherweise korrekt waren, wurde diese Windgeschwindigkeit bei der Auswertung in dieser Arbeit ebenfalls als Fehlersignatur behandelt und sowohl der Wert für die Windgeschwindigkeit als auch die Windrichtung verworfen.

Stationshöhe

Die Messungen beginnen in den Datensätzen ab einer (geopotentiellen) Höhe von 11 m (a.s.l.). Diese Höhe entspricht der Stationshöhe [82] und wurde in der Herstellersoftware als fester Parameter hinterlegt. Diese ging dann bei der herstellerseitigen Berechnung der geopotentiellen Höhe der Messpunkte im Zuge der Prozessierung der Daten ein. In den Datensätzen vom 20.05.2006 bis zum 17.01.2007 wurde die Stationshöhe fälschlicherweise auf 15 m (a.s.l.) gesetzt, wodurch sich nicht lineare Überschätzungen der folgenden geopotentiellen Höhen (a.s.l.) in den prozessierten Daten ergaben. In dieser Arbeit wurde nachträglich, wie nachfolgend erläutert, die geometrische Höhe über dem Boden berechnet. Damit konnte der Einfluss einer falschen Stationshöhe aus der Höhenberechnung vollständig eliminiert werden.

Höhenberechnung

Die nachträgliche Höhenberechnung wurde numerisch mittels der folgenden barometrischen Höhenformel (Gleichung 4.1 [85]) durchgeführt.

$$\Delta z_i = z_{i+1} - z_i = \frac{R_{tL}}{g} \cdot \overline{T_v} \cdot \ln \left(\frac{p_i}{p_{i+1}} \right) \quad (4.1)$$

$$\overline{T_v} = \frac{T_{v,i} + T_{v,i+1}}{2} \quad (4.2)$$

Δz_i bezeichnet hierbei die i -te Höhendifferenz, $\overline{T_v}$ die mittlere virtuelle Temperatur zwischen den Druckflächen p_{i+1} und p_i und z_0 die Höhe des ersten Messwertes (2 m). R_{tL} ist die spezifische Gaskonstante trockener Luft und g die Fallbeschleunigung (siehe **Anhang** unter **B Konstanten** (S. 133)).

Die Höhe z_n des n -ten Messwertes ergibt sich aus Gleichung 4.3.

$$z_n = z_0 + \sum_{i=1}^n \Delta z_i \quad (4.3)$$

Ferner wird hier der Wasserdampfgehalt der Luft über die virtuelle Temperatur (Glg. 4.4 [4]) berücksichtigt, der aufgrund seiner geringeren Dichte die Gesamtdichte der betrachteten Luftschicht beeinflusst.

$$T_v = T \cdot \frac{r_v + a}{a(1 + r_v)} \quad (4.4)$$

T entspricht der (gemessenen) absoluten Temperatur, r_v dem Mischungsverhältnis von Luft und Wasserdampf (Glg. 6.4 (S. 38)) und a dem Verhältnis der molaren Massen von Wasser und Luft (Glg. 6.5 (S. 38)).

Neben der Korrektur möglicher Fehler lag durch die Neuberechnung die für Grenzschichtbetrachtungen sinnvollere geometrische Höhe über dem Boden und nicht, wie oben erläutert, die geopotentielle Höhe über dem Meeresspiegel vor.

Bodenwerte

Bei den 11m-(a.s.l.)-Werten (Bodenwerten) in den finalen *Nasa-Ames*-Dateien handelte es sich mit Ausnahme des Druckwertes um Daten des meteorologischen Mastes auf dem BSRN-Feld (siehe Abb. 5). Dieser befindet sich zirka 150 m östlich⁴ des Ballonhauses. Hierbei ist wiederum zu beachten, dass die Temperatur und die relative Feuchte mit den in 2 m Höhe über dem Boden befestigten, die Windrichtung und Windgeschwindigkeit mit den in 10 m Höhe über dem Boden befestigten Messinstrumenten gemessen werden. Dies entspricht zwar dem meteorologischen Standard, ist jedoch für einen Vergleich der verschiedenen Messgrößen in identischer Höhe ungeeignet und in den hier verwendeten Datensätzen nachträglich geändert worden. Bezüglich dieser Änderung sei auf das Kapitel **4.2 BSRN-Daten** (S. 20) verwiesen. Der Bodendruckwert wird mit dem Drucksensor im Observatorium (siehe Abb. 5) etwa 20 m nördlich des Ballonhauses ermittelt. Dieser Sensor ist dort etwa 1 m (Schätzangabe) über dem Fußboden des Gebäudes befestigt, während das Gebäude selbst etwa 2 m (Schätzangabe) erhöht steht, wodurch sich eine geringe Höhendifferenz von zirka 1 m zu der Messhöhe der übrigen Bodenwerte vom BSRN-Mast ergibt. Da die Druckdaten aus dem Observatorium nicht kontinuierlich gespeichert wurden, konnten die 11m-(a.s.l.)-Druckwerte nachträglich nicht validiert werden. Aus diesem Grund wurde dieser Wert bei der Aufbereitung der Daten in dieser Arbeit durch den Druckwert aus den BSRN-Datensätzen ersetzt. Die Radiosonden liefern auch am Boden vor dem Start Messdaten. Allerdings werden die Sensoren ohne die Bewegung der Sonde mit den vom Hersteller empfohlenen 5 m/s nicht ausreichend ventiliert, sodass sich falsche Werte ergeben.

Übergabe der Bodenwerte

Die Daten des meteorologischen Mastes und die Druckdaten aus dem Observatorium wurden nicht automatisiert in die Sondierungsdatensätze übertragen, sondern vom zuständigen Operator im Idealfall kurz vor dem Sondenstart abgelesen und in das 11m-(a.s.l.)-Datenfeld über die Herstellersoftware der Sonden eingetragen. Der zeitliche Unterschied zwischen dem ermittelten genauen Startzeitpunkt und den eingetragenen BSRN-Daten betrug etwa fünf Minuten bis zehn Minuten. Dies führte neben der räumlichen zusätzlich zu einer zeitlichen Abweichung der Daten. Wurden bei dieser Prozedur falsche Werte übergeben, konnten große (Mess)-Fehler in den Datensätzen entstehen. So führte beispielsweise ein Vorzeichenfehler in der Sondierung am 20.03.2005 11.11 UTC zu einer Temperaturdifferenz von 35,3 K zum korrekten Wert. Bei der Prozessierung der Messdaten durch die Herstellersoftware wurde der dadurch entstandene Gradient dahingehend geglättet, dass der folgende Wert aus 32 m Höhe (geopotentiell a.s.l.) an diesen Gradienten angepasst und dadurch ebenfalls verfälscht wurde. Am 18.10.2006 11.11 UTC trat ein Kommafehler in der Windgeschwindigkeit auf. Hier ergab sich eine Differenz zum korrekten Wert von 49,6 m/s, wodurch die Sondierungsdaten bis mindestens zum 7-ten Höhenschritt, dies entsprach einer Höhe von 198 m (geopotentiell a.s.l.), durch die Prozessierung angeglichen und damit unbrauchbar gemacht wur-

⁴diese Entfernung und auch alle folgenden Entfernungsangaben der Gebäude und Messinstrumente wurden mithilfe folgender Internetseite ermittelt: http://eivind.npolar.no/Geocortex/Essentials/Web/viewer.aspx?Site=svbk_v01_no

den.

Des Weiteren war die in den finalen *Nasa-Ames*-Dateien gespeicherte Bodentemperatur systematisch um 0,1 K höher als der übergebene 2 m-Wert vom BSRN-Mast. Dies entspricht gerade dem Auflösungsvermögen der RS-92 Temperatursensoren [84]. Eine Ursache dafür konnte nicht ermittelt werden.

Nachträglich konnten solche Fehler, mit Ausnahme der systematischen Temperaturdifferenz, durch das erneute Prozessieren (siehe **4.1 Prozessierung** (S. 18)) der Daten korrigiert werden. Hierzu bietet die Herstellersoftware die Möglichkeit, die Sondierungsdaten mit neuen beziehungsweise korrekten Bodenwerten erneut zu Verarbeiten und damit die finalen *Nasa-Ames*-Dateien neu zu erstellen, da die zugrunde liegenden Rohdaten bei jeder Sondierung ebenfalls archiviert werden.

Softwareversion

Im Zuge der ständigen Weiterentwicklung der Herstellersoftware werden auch die internen Algorithmen und Korrekturen angepasst, sodass nachträglich immer nur die jüngste Softwareversion für eine neue Auswertung zur Verfügung steht und die Daten nicht konsistent aufbereitet werden. So ergaben sich bei Prozessierung der Sondierung vom 07.05.2006 10.48 UTC Differenzen in den Messwerten der Windgeschwindigkeit von bis zu 0,8 m/s zwischen den Softwareversionen 3.12 und 3.62.

Die Softwareversion wird ebenfalls im Header der *Nasa-Ames*-Dateien gespeichert. Allerdings wurden bei der erneuten Prozessierung älterer Daten mit aktueller Software die alten Versionsnummern nicht automatisch durch die aktuelle Nummer in den *Nasa-Ames*-Dateien überschrieben, sodass auch die Versionsnummern kein Garant für Konsistenz darstellten.

Grundsätzlich werden die Modifikationen der verschiedenen Softwareversionen durch den Hersteller dokumentiert (z.B. [83]), allerdings nicht wie diese sich quantitativ auf die Messwerte auswirken. Die Funktionsweise der implementierten Algorithmen wird hingegen nicht transparent dokumentiert, sodass hierzu keinerlei Aussage gemacht werden kann. Somit wäre eine nachträgliche Prozessierung aller Datensätze aus der Zeitreihe mit einer Softwareversion angebracht gewesen. Allerdings war dies im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, da jeder Datensatz separat hätte bearbeitet werden müssen und dies zu zeitaufwendig (zirka 700 h) gewesen wäre. Aus diesem Grund sind nachfolgend die Perioden mit den jeweils verwendeten Softwareversionsnummern, die in *Nasa-Ames*-Dateien gespeichert waren, aus dem betrachteten Zeitraum gegeben.

vom	bis	MetGraph-Version
02.09.2003	27.04.2004	2.16
13.01.2004	25.06.2004	2.16 oder 2.17
26.06.2004	21.03.2005	2.17
22.03.2005	27.03.2006	2.17 oder 3.12
28.03.2005	19.05.2006	3.12
20.05.2006	26.05.2006	3.12 oder 3.51
27.05.2006	16.01.2007	3.51
17.01.2007	27.04.2010	3.52
28.04.2010	01.05.2011	3.61.1
02.05.2011	01.09.2011	3.64.1

Tabelle 2: Versionsnummern der Herstellersoftware in der Zeitreihe

Zusätzlich wurde 2004 in 5 Datensätzen die Version 3.10 sowie 2006 in 1 Datensatz die Version 3.17 gefunden, die oben nicht aufgeführt sind. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um nachprozessierte Einzelfälle.

Sensitivität der Software

Aufgrund möglicher Fehler bei der Übergabe der Bodenwerte, wurde die Sensitivität der Softwareversion 3.62 in Hinblick auf Abweichungen bei den Bodenwerten anhand von einzelnen Dateien qualitativ getestet. Wie aus Tabelle 2 deutlich wird, wurde diese Version bei keinem der archivierten Datensätze genutzt. Der Grund dafür ist, dass die Daten im Regelfall an der Station in Ny-Ålesund prozessiert werden, die hier getestete Softwareversion aber auf einem unabhängigen Rechnersystem in Potsdam vorlag und damit die unterschiedlichen Wartungsintervalle der Systeme zu Versionsabweichungen führen.

Abweichungen der relativen Feuchte und der Windrichtung um 100 % zeigten keinerlei Einfluss auf die folgenden Messwerte, sofern die Druckwerte korrekt waren. Gleiches galt für die Temperatur bei Abweichungen von 5 K und der Windgeschwindigkeit von 7 m/s. Negative Abweichungen des Bodendruckes um 2 hPa, dies entspricht etwa einer Höhendifferenz von 20 m, führten hingegen zu Fehlern in der Berechnung der geopotentiellen Höhe (a.s.l.) um 10 m und einer Anpassung des zugehörigen Druckwertes um $-0,5$ hPa im folgenden Höhenschritt. War der Bodendruck um mehr als 2 hPa geringer interpolierte die Software Höhenschritte und fügte diese in den Datensatz zusätzlich ein, obwohl diese zu keinem Zeitpunkt gemessen wurden und möglicherweise durch weitere falsche Bodenwerte völlig unphysikalisch waren. Die Anzahl dieser „künstlichen“ Messwerte hing sensibel von der Differenz zwischen Bodenwert und ersten Sondenmesswert ab. War der Bodendruck hingegen zu hoch, führte dies zu einer zu großen geopotentiellen Höhe im ersten Sondenmesswert. Ein 10 hPa zu hoher Bodendruckwert führte bei der Prozessierung der Sondierung vom 04.04.2007 10.54 UTC zu einer Höhendifferenz von 105 m (geopotentiell a.s.l.) zwischen Boden und erstem Sondenwert. Das heißt, der Ballon hätte in 5 s um diese unrealistisch große Strecke aufsteigen müssen.

Falsche Höhen in Datensätzen bei denen der Betrag der Druckdifferenz $\leq 1,5$ hPa zu den Druckdaten der BSRN-Datensätze betrug, wurden bei der Berechnung der geometrischen Höhe automatisch korrigiert. War die Differenz größer, sodass der folgende Druckwert hätte verfälscht sein können, wurden diese mit der Herstellersoftware in der aktuellsten Version (in Potsdam; Version 3.62) neu prozessiert. Lag kein Druckwert im BSRN-Datensatz vor, war eine Verifizierung des eingegebenen Wertes aus dem Observatorium nicht möglich. Solche Datensätze wurden vollständig verworfen. War der Betrag der Temperaturdifferenz größer als 5 K beziehungsweise der Betrag der Windgeschwindigkeitsdifferenz größer als 7 m/s wurden die betroffenen Datensätze ebenfalls erneut prozessiert. Da die Fehlergrenzen nur mit einer Softwareversion anhand von wenigen Stichproben ermittelt wurden, muss es sich bei den genannten Fehlergrenzen nicht um die Untergrenzen handeln, ab denen die folgenden Messwerte nicht mehr verfälscht sind.

Auflösung

Wie eingangs erwähnt wurde, liegen die Sondierungsdaten im Allgemeinen in einer 5s-Auflösung vor. In dem Zeitraum vom 03.04.2007 bis zum 16.04.2007 sind die Daten jedoch in 1s-Auflösung archiviert worden. Da zu den finalen *Nasa-Ames*-Dateien immer auch eine hoch aufgelöste proprietäre Rohdaten-Datei vorliegt, kann beim Nachprozessieren der Daten auch die zeitliche Auflösung geändert werden. Eine wesentliche Eigenschaft dieser hoch aufgelösten Daten bestand aber darin, dass die Werte der 5s-Messintervalle in diesen Datensätzen identisch mit jenen Werten waren, wie sie bei der Archivierung in 5s-Auflösung auch vorgelegen hätten. Das heißt, bei den in 5s-Messintervallen aufgelösten Daten handelt es sich nicht um Mittelwerte der hoch aufgelösten Daten, sondern lediglich um eine Teilmenge. Dies wurde ebenfalls mit der Softwareversion 3.62 getestet. Aus diesem Grund wurden diese Daten nicht durch Nachprozessierung umgerechnet, sondern partiell in 5s-Intervallen ausgelesen.

Prozessierung

Durch das Nachprozessieren (Herstellerbezeichnung: „Simulation“) fehlerhafter Datensätze konnten, wie oben erwähnt, eine Reihe von Fehlern nachträglich korrigiert werden. Allerdings konnten neben der entstehenden Inkonsistenz aufgrund der variierenden Softwareversionen neue Fehler auftreten. Ist beispielsweise die Windgeschwindigkeit und/oder die Windrichtung nicht ermittelbar (Windstille) beziehungsweise fehlerhaft, gibt es keine Möglichkeit Fehlersignaturen für die Bodenwerte (11 m (geopotentiell a.s.l.) im Sondenprofil) der Software einzutragen. Wird für die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung 0 eingetragen, was möglich ist, würde dies konform zum Hersteller Windstille entsprechen. In diesem Datenfeld jedoch behandelt die Herstellersoftware die Windrichtung 0° ebenfalls als exakt Nord (vgl. **4.1 Windrichtung und Windgeschwindigkeit** (S. 14)) und glättet etwaige Gradienten, indem auch hier eine entsprechend des Betrages des Gradienten bestimmte Anzahl von folgenden Werten angepasst wird. Die gleiche Vorgehensweise wurde auch für den Wert 0 m/s bei der Windgeschwindigkeit festgestellt. Das heißt, Windstille und Fehler der Messgeräte wie sie in den folgenden Messintervallen eindeutig definiert sind, können für die Bodenwerte nicht übergeben werden. Falsche Werte können hingegen zur Interpolation von Werten führen, durch die die wahren Messwerte aus den folgenden Höhengritten überschrieben werden. Dies wurde ebenfalls mit einem intakten Datensatz getestet (siehe **4.1 Sensitivität der Software** (S. 17)).

Fehlerhafte Datensätze für die kein vollständiger und fehlerfreier Satz der 2m-BSRN-Werte vorhanden war, wurden aus diesem Grund vollständig verworfen. Dies war bei 30 Sondierungen der Fall. Insgesamt wurden 38 Sondierungen erneut prozessiert. Diese Zahlen sind zwar im Vergleich zu der Gesamtzahl von 3103 Sondierungen gering, andererseits waren aber auch die unter **4.1 Sensitivität der Software** (S. 17) genannten Fehlergrenzen nur anhand weniger Beispiele gewählt worden und, wie bereits erwähnt, kleinere Abweichungen keine Garantie für Fehlerfreiheit.

Einige Autoren [61] verzichten aufgrund der inkonsistenten Behandlung der Bodenmesswerte bei Radiosondierungen auf diese Werte, um nicht durch diesen Umstand bedingte falsche bodennahe Gradienten der Messgrößen zu erhalten. Sind jedoch, wie zuvor beschrieben, noch weitere Werte in den folgenden Höhen verfälscht, sind trotz der Vernachlässigung der Bodenwerte gegebenenfalls falsche Gradienten in den Daten enthalten. Des Weiteren gehen durch einen solchen Verzicht Informationen der unteren Grenzschicht verloren. Durch das Auslesen der Startzeit aus den *Nasa-Ames*-Dateien und dem nachträglichen, zeitgenauen Einlesen der BSRN-Daten konnten hier die zeitlichen Differenzen und bis auf wenige Ausnahmen die (Bodenwert-) Fehler korrigiert werden. Die räumliche Abweichung der Bodenwerte zum Ballonhaus konnte jedoch nicht korrigiert werden. Allerdings driftet eine Radiosonde bei einer zeitlichen Auflösung von 5 s und einer horizontalen Windgeschwindigkeit von 10 m/s ebenfalls um etwa 50 m pro Messintervall ab, sodass in den vertikalen Radiosondenprofilen immer auch eine horizontale windgeschwindigkeitsabhängige Abweichung enthalten ist.

Die durchgeführte Homogenisierung ist allerdings nur durch das Vorhandensein der Referenz- und Zusatzmesswerte des BSRN-Messfeldes möglich, welche im Allgemeinen an anderen Standorten nicht vorhanden sind. Zudem wird aufgrund der Vielzahl möglicher Fehler und der stationsabhängigen Verfahrensweisen deutlich, dass Sondierungen von unterschiedlichen Standorten die mit der identischen Messtechnik (RS-92-Sonde, MetGraph etc.) durchgeführt werden bezüglich der bodennahen Werte gegebenenfalls nicht ohne Aufbereitung der Daten vergleichbar sind. Im Rahmen aktueller Projekte wie zum Beispiel *GCOS Reference Upper-Air Network* (kurz: GRUAN) sollen zukünftig die Inkonsistenzen, einschließlich der Softwareversion, und Fehler minimiert beziehungsweise eliminiert werden⁵.

⁵für weiterführende Information zu diesem Projekt sei auf die offizielle Internetpräsenz unter der Adresse <http://www.gruan.org> verwiesen

Nachfolgend sind unter dem Begriff Sondierung immer die, wie zuvor beschrieben, aufbereiteten Vertikalprofile der Messgrößen aus den Radiosondierungen zu verstehen.

4.2 BSRN-Daten

Bei den BSRN-Daten handelt es sich um Messwerte des globalen, qualitätskontrollierten Netzwerkes des *World Radiation Monitoring Center* (kurz: WRMC) zur systematischen Messung von Bodenstrahlungswerten [82]. Am meteorologischen Mast des Messfeldes befinden sich, wie unter **4.1 Bodenwerte** (S. 16) erwähnt, sowohl in 2 m als auch in 10 m Höhe über dem Boden Messinstrumente zur Messung der Temperatur, Windrichtung und Windgeschwindigkeit. Die relative Feuchte wird nur in 2 m Höhe gemessen. Der in den BSRN-Daten enthaltene Druckwert wurde bis zum 22.08.2011 mit einem Drucksensor im „blauen Haus“ zirka 240 m nördlich des BSRN-Mastes gemessen. Dieser war in zirka 1 m (Schätzangabe) Höhe über dem Fußboden des Gebäudes befestigt, wobei dieses Gebäude nur etwa 1 m (Schätzangabe) erhöht steht. Folglich hätte dieser Drucksensor ähnliche Werte zum Drucksensor im Observatorium liefern müssen. Da diese Druckwerte im Observatorium nicht kontinuierlich archiviert werden, ist ein nachträglicher Vergleich der Druckwerte aus den beiden Gebäuden nicht möglich. Das Observatorium und das „blauen Haus“ sind etwa 160 m voneinander entfernt.

Am 22.08.2011 wurden diverse Umbauarbeiten auf dem BSRN-Feld durchgeführt, wobei der meteorologische Mast etwa 20 m nach Norden (bezogen auf den alten Standort) versetzt wurde und auch ein Sensor für den Bodendruck auf dem BSRN-Feld installiert wurde. Dadurch wurde die räumliche Abweichung der BSRN-Druckdaten eliminiert.

Ein Vergleich der Druckwerte aus dem „blauen Haus“, und den neuen Druckwerten vom BSRN-Feld für den 17.11.2011 (00.00 UTC bis 23.59 UTC) ergab eine mittlere positive Differenz von 0,2 hPa (persönliche Kommunikation, Siegrid Debatin, AWI Potsdam). Hierbei wurden die 1-minütig aufgelösten BSRN-Werte von den Werten aus dem „blauen Haus“ subtrahiert. Dies deutet darauf hin, dass der Drucksensor im „blauen Haus“ durch das unebene Terrain in einer geringeren Höhe misst, wodurch die Werte immer geringfügig größer sind.

Seit dem 23.08.2011 werden die Druckwerte vom BSRN-Feld in den BSRN-Datensätzen gespeichert, sodass in die letzten 9 Tage aus der hier betrachteten Zeitreihe (23.08.2011 bis 01.09.2011) die Werte von dem aktuellen Standort des BSRN-Mastes und die entsprechenden Bodendruckwerte für die Aufbereitung der Radiosondierungen eingingen. Bei dem Umbau des BSRN-Feldes wurden zusätzlich die Distanzen der Messsysteme vor Ort vermessen, sodass für diese zukünftig genauere Werte der Koordinaten vorliegen. Zirka 20 m nördlich vom alten Standort des meteorologischen Mastes entfernt, befinden sich die Messsysteme zur Erfassung der Intensität von einfallender und ausgehender Strahlung (siehe Abb. 5). Die Daten dieser Strahlungssensoren wurden für die Auswertung der Strahlungsbilanz in Kapitel **6.1 Strahlungsbilanz** (S. 26) genutzt. Alle BSRN-Daten liegen kontinuierlich in einer Minutentaktung vor. Mögliche Fehler werden auch hier durch spezifische Fehlersignaturen gekennzeichnet. Für eine ausführliche Beschreibung der Messgeräte des BSRN-Feldes sei auf [47] verwiesen.

Basierend auf der exakten Startzeit der Radiosondierungen wurden die BSRN-Datensätze des entsprechenden Tages ausgelesen und die zeitlich abweichenden Bodendaten der Sondierungen durch die korrekten Werte ersetzt. Im Falle der Temperatur, der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit wurden zusätzlich um den 10 m-Wert erweiterte Vertikalprofile erstellt. Bei Auswertungen die für diese erweiterten Profile durchgeführt wurden, wird nachfolgend explizit an entsprechender Stelle hingewiesen.

4.3 Ceilometerdaten

Auf dem BSRN-Messfeld befand sich bis zum 22.08.2011 zusätzlich ein Ceilometer vom Typ LD-40 aus dem Hause Impulsphysik (Vaisala), das zur Bestimmung der Wolkenhöhe genutzt wurde. Dabei han-

delte es sich um ein kontinuierlich betriebenes biaxiales LIDAR-System, mit dem bei einer Wellenlänge von 855 nm und einer vertikalen Auflösung von 7,495 m in einem 15s-Messzyklus die Rückstreuung aus der Atmosphäre gemessen wurde. Je nach atmosphärischer Situation konnten Rückstreusignale bis zu einer Höhe von etwa 13000 m detektiert werden. Aufgrund der biaxialen Bauweise des Systems begann der vollständige Überlapp, das heißt jene Höhe ab der das streuende Volumen vollständig im Teleskopgesichtsfeld liegt, erst bei etwa 1000 m. Unterhalb von 60 m Höhe war keine Messung möglich. Das Gerät war herstellerseitig ausschließlich zur Detektion von Wolkenschichten und Niederschlag konzipiert worden. Da es sich aber um ein LIDAR-System handelte, wenn auch mit geringer Leistung, lag eine Auswertung der Rückstreuprofile zur Gewinnung von Informationen über die Aerosolkonzentration nahe und wurde durch verschiedene Autoren erfolgreich an anderen Standorten durchgeführt (z.B. [23]). Hierzu mussten ebenfalls zunächst die gespeicherten Daten aus der untersuchten Periode eingelesen und aufbereitet werden. Die Rückstreuprofile lagen in einem proprietären hexadezimalen Dateiformat vor, welche zunächst konvertiert sowie höhen- und überlappkorrigiert (siehe dazu **12 Grenzsichthöhenabschätzung mit LIDAR-Systemen** (S. 115)) werden mussten. Die dafür notwendigen Informationen wurden durch persönlichen Kontakt mit dem Hersteller eingeholt, da diese nicht transparent dokumentiert vorlagen. Nach der Konvertierung lag der *Attunated Backscatter* in Minutenauflösung vor. Dieser wird im Kapitel **12 Grenzsichthöhenabschätzung mit LIDAR-Systemen** (S. 115) näher erläutert.

4.4 KARL-Daten

Das KARL-System ist ein hochspezialisiertes und deutlich höher entwickeltes LIDAR-System, welches nach dem selben Messprinzip arbeitet wie das Ceilometer. Im Unterschied zum Ceilometer können mit den KARL-System aufgrund deutlich höheren Laser-Leistung, einem größeren Teleskop und dem daraus resultierenden besseren Signal-zu-Rausch Verhältnis auch sehr schwache Rückstreusignale detektiert werden. Die zusätzlichen RAMAN-Kanäle bieten zudem die Möglichkeit Informationen über die Extinktion zu erhalten. Ferner können durch Untersuchung der Depolarisation des zurück gestreuten Lichtes Information über die Form der Partikel gewonnen werden. Eine zum Zeitpunkt dieser Arbeit aktuelle und ausführliche Beschreibung des gesamten Systems ist in [33] gegeben.

4.5 ECMWF-Daten

Für einen Vergleich der aus den Messdaten gewonnenen Ergebnisse mit Modelldaten wurde die Grenzsichthöhe aus dem ERA-Interim-Modell genutzt. Das ERA-Interim-Modell ist die jüngste globale atmosphärische Reanalyse des ECMWF, die aktuell den Zeitraum vom 1. Januar 1979⁶ bis zum heutigen Tage erfasst, und nahezu in Echtzeit fortgesetzt wird. Das ERA-Interim Projekt ist der Nachfolger der ERA-40 Reanalyse, in der eine Reihe von Problemen der Daten-Assimilation, die bei dem ERA-40 Projekt auftraten, behandelt werden sollten [22].

Die Reanalyse basiert auf dem *Integrated Forecast System* (kurz: IFS), das sich aus den drei vollständig gekoppelten Komponenten, das heißt dem Atmosphärenmodell, dem Ozeanwellenmodell und dem Modell für die Landoberfläche zusammensetzt. Die Daten-Assimilation erfolgt in einem 12h-Zyklus, bei dem die verfügbaren qualitätsgeprüften Beobachtungsdaten mit vorangegangenen Vorhersagedaten (*Forecast-Daten*) kombiniert werden, um den Zustand der Atmosphäre global abzuschätzen. Mit den Ergebnissen dieser Analyse wird dann eine neue Vorhersageberechnung für den nachfolgenden Zyklus der Assimilation initialisiert. Dadurch wird ein konsistenter Datensatz der globalen atmosphärischen Entwicklung unter Berücksichtigung der Beobachtungsdaten für den Reanalyse-Zeitraum erstellt [22].

Durch die Vorhersageberechnungen werden für eine Vielzahl von physikalischen Größen, wie zum Beispiel der Grenzsichthöhe, Werte abgeschätzt, die in der Praxis nicht gemessen werden, sodass ein Vergleich

⁶Offizielle Internetpräsenz des ECMWF unter: www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-interim

von modellierten und gemessenen Werten möglich wird.

Die Grenzschichthöhe wird mit dem Atmosphärenmodell des IFS berechnet. Dabei handelt es sich um ein spektrales Modell mit einer Auflösung von T255, das etwa einer horizontalen Auflösung von 79 km entspricht [22]. Diese Auflösung ist höher als die der ERA-40-Reanalyse (T159, zirka 125 km). In der Vertikalen werden hybride Sigma-Druck-Koordinaten, mit 60 Modell-Niveaus über dem (zusätzlichen) Boden-Niveau genutzt. Das höchste Niveau entspricht einem Druckwert von 0,1 hPa. Diese Auflösung ist in beiden Reanalysen identisch [22]

Die hybriden Sigma-Druck-Koordinaten entsprechen geometrisch nicht-äquidistanten Höhen mit der höchsten vertikalen Auflösung in der Grenzschicht und der geringsten Auflösung in der Stratosphäre. Bei einer konstanten Skalen-Höhe von 7 km für den Druck und einem Bodendruck von 1013,25 hPa liegen 10 Modell-Niveaus in den ersten 1000 m über dem Boden, mit dem Niedrigsten Niveau bei etwa 10 m Höhe. In den unteren 100 m liegen 4 der 10 Niveaus (siehe [41]). Damit ist die vertikale Modellauflösung in den unteren 100 m ähnlich der vertikalen Auflösung der Radiosondierungen.

Die Werte für die Grenzschichthöhe wurden für insgesamt 4 interpolierte, im näheren Umkreis von Ny-Ålesund liegende Modellpunkte am 25.10.2011 und je einem interpolierten Punkt in der Grönlandsee und im Inland von Spitzbergen liegenden Punkt am 06.02.2012 abgerufen (persönliche Kommunikation, Holger Deckelmann, AWI Potsdam). Diese Punkte haben die Koordinaten 79,0° N/ 11,9° O, 79,0° N/ 12,0° O, 78,9° N/ 11,9° O und 78,9° N/ 12,0° O, 78,9° N/ 14,0° O und 78,9° N/ 9,0° O.

5 Temperaturinversionen

(Bodennahe) Inversionen sind ein wesentliches Merkmal der arktischen Troposphäre und an einigen festen Standorten sowie im Zuge von Expeditionen bereits mehrfach untersucht worden (z.B. [11], [12], [62]). Auch in dieser Arbeit sind Inversionen ein wesentlicher Untersuchungsgegenstand, sodass zunächst ein kurzer Überblick über die wichtigsten Eigenschaften und die zugrunde liegenden Prozesse gegeben wird.

Allein aufgrund der Druckabnahme mit zunehmender Höhe nimmt auch die Temperatur in der Troposphäre näherungsweise trockenadiabatisch ab. Zusätzlich wird diese rein thermodynamisch begründete Temperaturschichtung durch die aufgeheizte Erdoberfläche (bei positiver Netto-Strahlungsbilanz) und der dadurch bedingten Erwärmung der darüber liegenden Luftschichten verstärkt. Nimmt die Temperatur hingegen mit der Höhe zu, entspricht dies einer Inversion.

Da die kältere und damit dichtere Luft in einer Inversion unten liegt, stellen diese eine besonders stabile Temperaturschichtung dar, wodurch Vertikalbewegungen der Luft gehemmt oder unterdrückt werden können [48]. Aufgrund dieser Eigenschaft sind Inversionen unter Vernachlässigung aller anderen meteorologischen Größen ein Indiz für die obere Grenze vertikaler Durchmischung und somit der wichtigste Indikator innerhalb der Temperaturprofile zur Bestimmung der Grenzschichthöhe.

Prinzipiell lassen sich Temperaturinversionen zunächst in bodennahe und gehobene Inversionen unterteilen. Nachfolgend ist ein kurzer Überblick über die wichtigsten im Idealfall allein auftretenden Inversionstypen in der Arktis entsprechend Klassifizierung nach [13] mit einigen Erweiterungen gegeben.

5.1 Bodennahe Inversionen

Bodennahe Inversion, nachfolgend **Surface Based Inversion(s)** (kurz: SBI(s)) genannt, sind Inversionen die sich in der Arktis vom Boden beginnend bis in Höhen von mehr als 1 km [62] erstrecken können. Diese lassen sich wiederum in drei Untergruppen einteilen.

Strahlungs-SBIs

Durch eine negative Netto-Strahlungsbilanz, beispielsweise während der (Polar-) Nacht, kühlt der Boden durch die Emission langwelliger Strahlung ab. Dies führt zu einem Temperaturgradienten zwischen dem Boden und der darüber liegenden Luftschicht. Aufgrund dieses Gradienten setzt der Transport fühlbarer Wärme in den Boden ein, der zu einer Abkühlung der bodennahen Luftschicht führt.

Damit tritt dieser Inversionstyp hauptsächlich während der Nacht und in winterlichen Hochdruckgebieten zumeist unter wolkenfreien Bedingungen und geringen Windgeschwindigkeiten auf [13]. Aufgrund der ganzjährig geringen Sonneneinstrahlung in der Arktis ist dies der am häufigsten auftretende SBI-Typ. Die Differenz zwischen Bodentemperatur und dem Temperaturmaximum der Inversion kann bis zu 15 K betragen, wobei diese bis etwa 1000 m Höhe (Druckdifferenz bis zu 110 hPa [13]) reichen können.

Schmelz-SBIs

Diese bilden sich ebenfalls aufgrund des Transportes von fühlbarer Wärme aus. Dieser Energietransport wird durch den Bedarf an latenter Wärme beim Schmelzen von Schnee- und Eisdecken hervorgerufen. Ein solcher Transport findet auch im Boden unterhalb der Schmelzzone statt. Dieser Inversionstyp tritt dementsprechend in der Schmelzperiode auf und ist weitestgehend von der Wolkenbedeckung unabhängig. Die Temperaturdifferenzen zwischen 3 K und 4 K und vertikalen Ausdehnungen von 400 m bis 600 m (Druckdifferenz von 40 hPa bis 60 hPa [13]) sind deutlich geringer als die der Strahlungs-SBIs.

„katabatische“ SBIs

Analog zu den Strahlungs-SBIs bilden sich hier Inversionen über Gletschern aus. Aufgrund der höheren Dichte kalter Luft und der Neigung des Gletschers bewegt sich die Luft schwerkraftbedingt entlang des Gefälles bis zum Fuße abwärts. Diese Luftbewegung wird somit nicht durch einen Druckgradienten hervorgerufen und gemäß seiner Ursache häufig als katabatischer Wind bezeichnet. Terrainabhängig können so SBIs in der unmittelbaren Umgebung von Gletschern beobachtet werden. Die durch die Abkühlung bedingte Luftbewegung kann zudem durch orographisch bedingte lokale Luftströmungen beeinflusst werden, wodurch eine Unterscheidung zwischen einem rein gravitativ getriebenen katabatischen Wind und einer meteorologisch bedingten Überströmung eines Gletschers in orographisch komplexen Gebieten problematisch ist.

5.2 Gehobene Inversionen

Gehobene Inversion, nachfolgend **Lifted Inversion(s)** (kurz: **LI(s)**) genannt, sind in nahezu der gesamten unteren Troposphäre der Arktis zu finden (siehe **5.3 Mehrfachinversionen und Inversionsstrukturen** (S. 24)). Diese können ebenfalls in drei Gruppen eingeteilt werden.

Advektions-LIs

Diese entstehen im Wesentlichen durch die Advektion wärmerer Luft in kühlere Luftschichten. Advektions-LIs treten nahezu immer in Verbindung mit Wolken auf. Im Gegensatz zu den nachfolgend erläuterten Subsidenz-Inversionen muss die Wolkenhöhe nicht mit der Inversionsbasis zusammenfallen [13].

(Absink-) Subsidenz-LIs

Diese entstehen durch die differentielle adiabatische Erwärmung dynamisch absinkender Luftmassen typischerweise in Hochdruckgebieten [48] während der Sommermonate [13]. Der Absinkvorgang wird gegebenenfalls durch Konvektion in den darunter liegenden Luftschichten begrenzt, wodurch sich die Luft dann horizontal ausbreitet. Da die Luft in größerer Höhe zumeist trockener ist, zeigt sich oftmals ein starker Abfall der spezifischen Feuchte innerhalb der Inversionsschicht [13]. Erreichen die vom Boden aufsteigenden Luftmassen ihr Kondensationsniveau, bilden sich an der Inversionsbasis Wolken aus.

(Aufgleit-) Frontinversionen

Durch Aufgleiten von warmer auf kalte Luft entsteht im Zusammenhang mit einer Warmfront in der Grenzschicht der Luftschichten eine gehobene Inversion. Erreichen die warmen Luftmassen den Taupunkt, entstehen auch hier Wolken in der entsprechenden Höhe.

5.3 Mehrfachinversionen und Inversionsstrukturen

Jeder der vorangegangenen Inversionsart liegt ein anderer physikalischer Prozess zugrunde, wobei ein Zusammenwirken mehrerer Prozesse nicht eine Ausnahme, sondern vielmehr der Regelfall ist. Aufgrund dessen ist es zumeist nicht möglich, ausschließlich anhand des Temperaturprofils den zugrunde liegenden Prozess für die Entstehung der vorliegenden Inversion zu identifizieren. Des Weiteren treten häufig mehrere Inversionen in verschiedenen Höhen gleichzeitig auf [40], sodass beispielsweise oberhalb von bodennahen Inversionen (SBIs), weitere gehobene Inversionen (LIs) folgen können, wie das Temperaturprofil der Sondierung vom 01.01.2010 10.51 UTC nachfolgend zeigt.

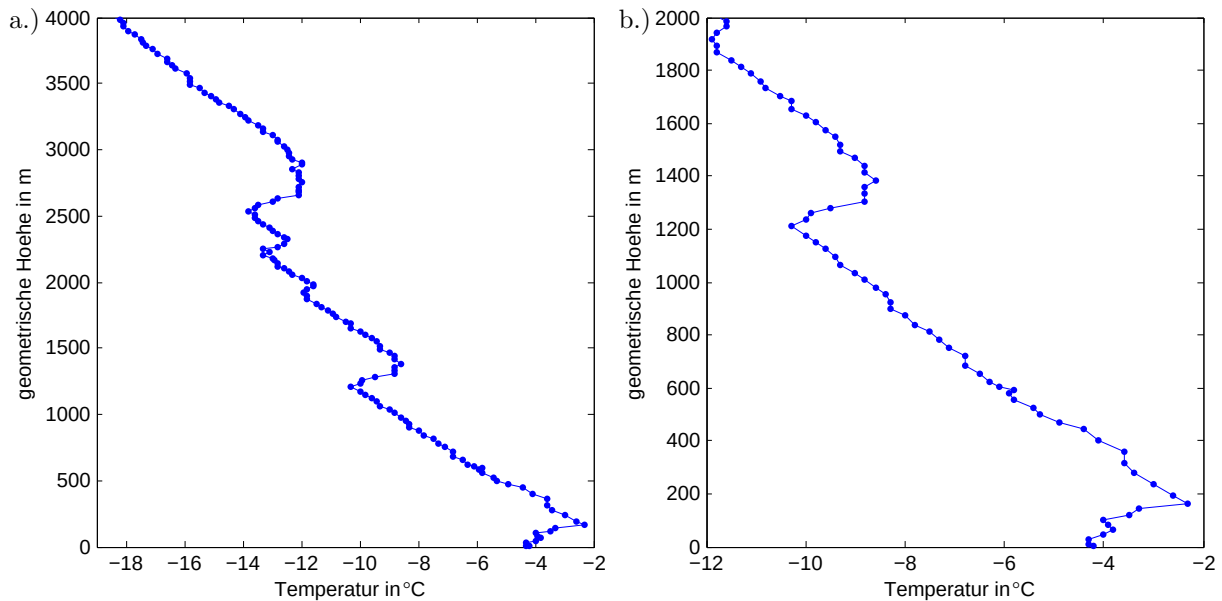


Abbildung 6: um den 10m-Wert erweitertes Temperaturprofil vom 01.01.2010 10.51 UTC, a.) bis 4000 m Höhe, b.) bis 2000 m Höhe

Die bodennächste Inversion ist hier die für die Grenzschichthöhe relevante Inversion, obgleich darüberliegende Inversionen möglicherweise im Zusammenhang mit der Niedrigsten stehen oder bei der Entwicklung standen. Eine solche Analyse würde bei Messungen mit einer höheren zeitlichen Auflösung, speziell auf Zeitskalen von Stunden, bedingt möglich sein. Hierzu sei auf das Kapitel **13 Ausblick** (S. 120) verwiesen. Des Weiteren sind Inversionen nicht nur lokale monotone Temperaturanstiege, denen eine einfache trockenadiabatische Temperaturschichtung folgt. Vielmehr zeigen diese eine komplexe, dem Entwicklungsprozess geschuldete „innere“ Struktur oder Feinstruktur welche die automatisierte Analyse erschwert.

Zumeist befinden sich innerhalb des Höhenbereiches eines größeren Temperaturanstiegs kleinere Höhenintervalle in denen die Temperatur wieder geringfügig fällt (siehe Abb. 6 b.) in zirka 100 m Höhe) oder eine isotherme Schicht (siehe Abb. 6 b.) in zirka 1300 m Höhe) vorliegt. Aus diesem Grund wurden 8 Inversionsstrukturen unterschieden und bei der Analyse berücksichtigt. In Abbildung 7 sind die idealisierten Vertikalprofile dieser Inversionen bezogen auf SBIs dargestellt. Typ 1 bis Typ 6 sowie Typ 8 sind der Einteilung von [10] entnommen, während Typ 7 einem hier zusätzlich berücksichtigten Spezialfall darstellt.

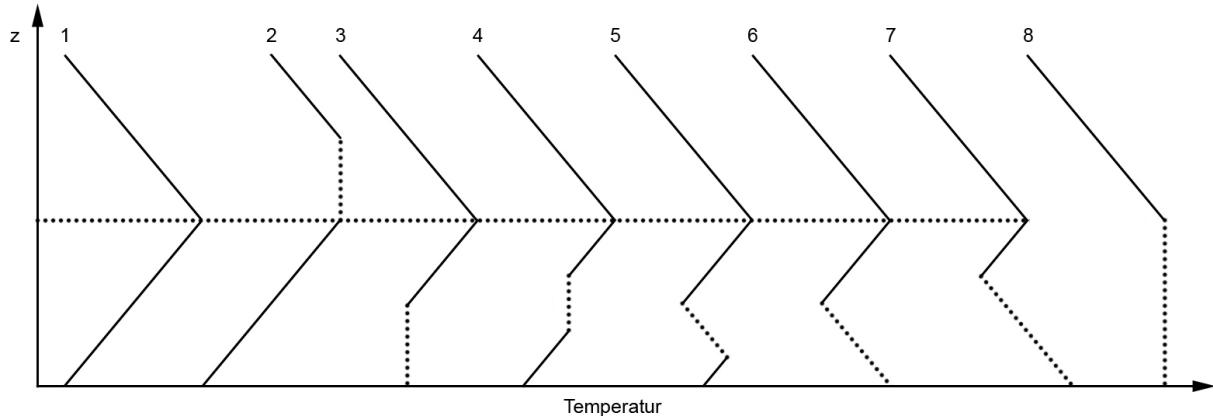


Abbildung 7: idealisierte Vertikalprofile berücksichtigter Inversionsstrukturen nach [10] und Zusatz

Aufgrund der komplexen Struktur der Inversionen werden hier Schichten mit einem negativen und/oder verschwindenden Gradienten (Isothermie) von weniger als 50 m vertikaler Ausdehnung innerhalb der Inversionen ähnlich zu [40] und [62] zugelassen. Diese sind in Abbildung 7 durch die Punktlinien im jeweiligen Profil gekennzeichnet. Typ 8 wurde nicht als Inversion behandelt, da kein Temperaturanstieg mit der Höhe vorliegt.

Bei Typ 7 sinkt die Temperatur analog zu Typ 6 zunächst mit der Höhe, jedoch kann hier die Bodentemperatur größer als die Temperatur im Maximum der Inversion sein. Obwohl es sich in diesen beiden Fällen streng genommen um sehr niedrige gehobene Inversion handelt, können diese beispielsweise während des *Burning Off* der SBI entstehen, sodass hier auch nicht ideal ausgeprägte SBIs klassifiziert und damit identifiziert werden. Geht die Inversion wie in Typ 2 in eine isotherme Schicht über, wird das niedrigste Temperaturmaximum als Inversionshöhe definiert. Die Inversionshöhe ist in Abbildung 7 mit der horizontalen gepunkteten Linie gekennzeichnet.

Zumeist liegen in den gemessenen Vertikalprofilen mehrere Schichten mit einem nicht positiven vertikalen Gradienten unterhalb des Temperaturmaximums vor (siehe Abb. 6 b.) unter 200 m Höhe). Eine solche Verkettung ist nur dann möglich, wenn die einzelnen Schichten durch einen positiven Temperaturanstieg unterbrochen sind und keine Schicht eine Mächtigkeit von 50 m überschreitet. Die SBI-Höhe liegt nach dieser Definition für den 01.01.2010 10.51 UTC in 164 m Höhe.

Die selbe Klassifizierung ist auch für die LIs genutzt worden, wobei dann gerade der Beginn des Temperaturanstiegs der Inversionsbasis entspricht. Bezogen auf Abbildung 7, wäre diese bei Typ 1, Typ 2, Typ 4 und Typ 5 am Boden, bei Typ 3, Typ 6 und Typ 7 am oberen Ende der gepunkteten Bereiche. Gehobene isotherme Schichten (Typ 8) entsprechen ebenfalls keiner Inversion.

6 Charakteristika der meteorologischen Messgrößen

In diesem Kapitel werden einige Merkmale der meteorologischen Messgrößen der unteren Troposphäre und insbesondere der Grenzschicht in Ny-Ålesund näher erläutert. Es wurden keinerlei zeitliche oder

räumliche Mittellungen dieser Messgrößen vorgenommen. Auf Ausnahmen wird explizit hingewiesen.

6.1 Strahlungsbilanz

In Abbildung 8 ist das Mittel der minütigen Strahlungsbilanz aus den zehn vorangegangenen Stunden ($n = 600$ min) der 11UTC-Sondierungen für alle Jahre der Zeitreihe dargestellt.

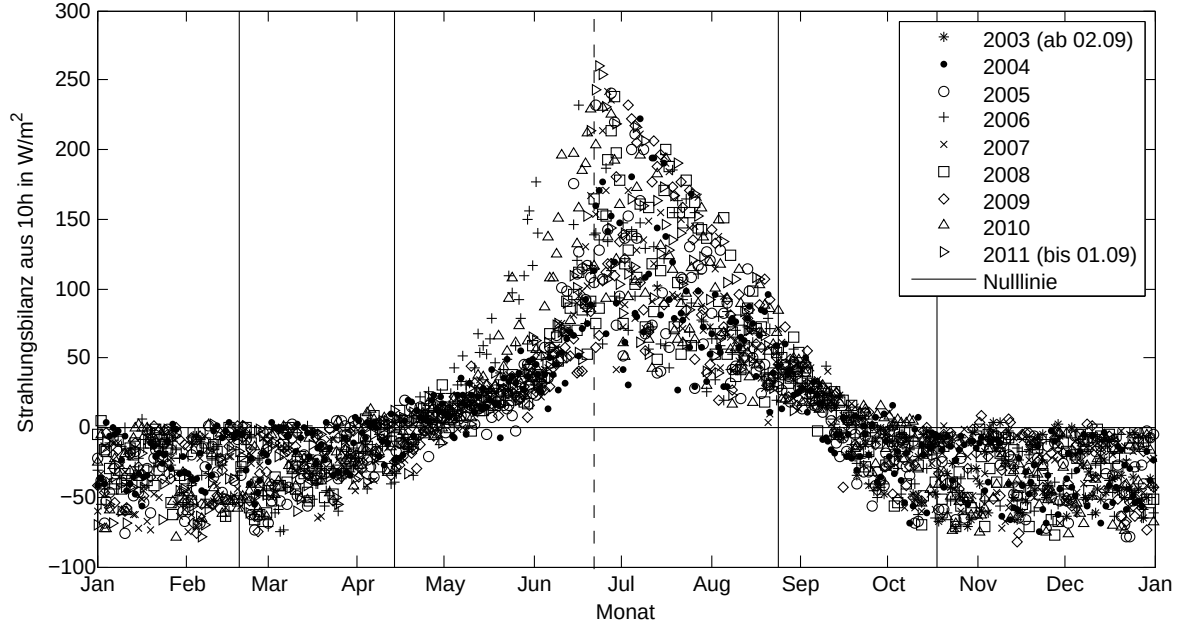


Abbildung 8: Strahlungsmittel aus den jeweils 10 voran gegangenen Stunden der 11UTC-Sondierungen, vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel (Definition: siehe Text), vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende

Hierbei wurden für jede 11UTC-Sondierung 600 Werte der Strahlungsintensität vor der exakten Startzeit der Sondierung aus den BSRN-Daten ausgelesen. Entsprechend ergeben sich die Mittelwerte aus maximal um 60 min gegeneinander verschobenen Zeitintervallen. Lagen in mehr als 60 min Fehlersignaturen vor, wurde das Mittel verworfen. Dies war bei 34 Datensätzen der Fall. Jedem dargestellten Wert liegen somit mindestens 540 Datenpunkte ($n = 540$ min) zugrunde. Der Mittelwert der Netto-Strahlungsintensität P_{10h} wurde mit folgender Gleichung 6.1 ermittelt.

$$P_{10h} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_{in,i} + L_{in,i}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_{out,i} + L_{out,i}) \quad (6.1)$$

S_{in} bezeichnet hier die einfallende (globale) kurzwellige Strahlungsintensität im Wellenlängenbereich von 305 nm bis 2800 nm, L_{in} die einfallende (globale) langwellige Strahlungsintensität im Bereich von 3500 nm bis 50000 nm und S_{out} sowie L_{out} analog dazu die jeweils ausgehende Strahlungsintensität. Hierbei wurde die ausgehende Strahlungsintensität negativ definiert, wodurch sich mathematisch die Differenz der Absolutbeträge in Gleichung 6.1 ergibt. Primär wird die Strahlungsbilanz (siehe Abb. 8) durch den Sonnenstand und der damit verbundenen Intensität der kurzwelligen Einstrahlung bestimmt, wie anhand der starken Korrelation zum Polartag- und Polarnachtzyklus (vertikale Linien in Abb. 8) zu erkennen ist. Das Maximum wird um den 21. Juni, dem Tag der Sommersonnenwende (vertikale gestrichelte Linie in Abb. 8), mit zirka 250 W/m^2 (2011) erreicht.

Ferner bestimmt die Wolkenbedeckung maßgeblich die einfallende Strahlung, da die vom Boden ausgehende langwellige Strahlung und die einfallende kurzwellige solare Strahlung von der Wolkendecke

absorbiert beziehungsweise reflektiert wird. Aufgrund häufig stark bedeckter Tage variiert die Bilanz sehr stark zwischen Juni und September. Des Weiteren beeinflusst die Schneebedeckung des Bodens sehr stark die Absorption kurzwelliger Strahlung und damit dessen Erwärmung, wodurch wiederum die Emission langwelliger Strahlung zwischen bedeckten und unbedeckten Boden variiert. Diese Faktoren führen zu der leichten Asymmetrie der Netto-Strahlungsbilanz zum 21. Juni.

Für eine ausführliche und weiterführende Analyse der Strahlungsmessungen am Standort im Zeitraum von 1993 bis 2001 sei auf [47] verwiesen. Aufgrund der geringen interannuellen Variabilität der Netto-Strahlungsbilanz und dem engen Zusammenhang mit dem Sonnenstand wurden die Jahreszeiten wie folgt definiert:

Winter I (WI):	01.01.-18.02.	Polarnacht
Frühjahr (F):	19.02.-13.04.	variabler Tagesgang
Sommer (S):	14.04.-23.08.	Polartag
Herbst (H):	24.08.-17.10.	variabler Tagesgang
Winter II (WII):	18.10.-31.12.	Polarnacht

Bei der Mehrheit der folgenden zu Abbildung 8 analogen Streudiagramme wurde für eine bessere Anschaulichkeit auf die Legende verzichtet. In diesen Abbildungen wurde die gleiche Symbolik für die einzelnen Jahre wie in Abbildung 8 (siehe Legende) genutzt.

6.2 2m-Temperatur

In Abhängigkeit von der Intensität der einfallenden Strahlung wird der Boden und die darüber liegende Luftschicht erwärmt, wodurch die 2m-Temperatur (Abb. 9) einen ähnlichen aber deutlich verschobenen Jahresgang zur Strahlungsbilanz zeigt. Das Maximum der 2m-Temperatur wird erst etwa einen Monat nach dem Maximum der Netto-Strahlungsbilanz erreicht (siehe Abb. 9). Hier lagen 2785 intakte 2m-Werte der Temperatur zum exakten Startzeitpunkt der 11UTC-Sondierungen vor.

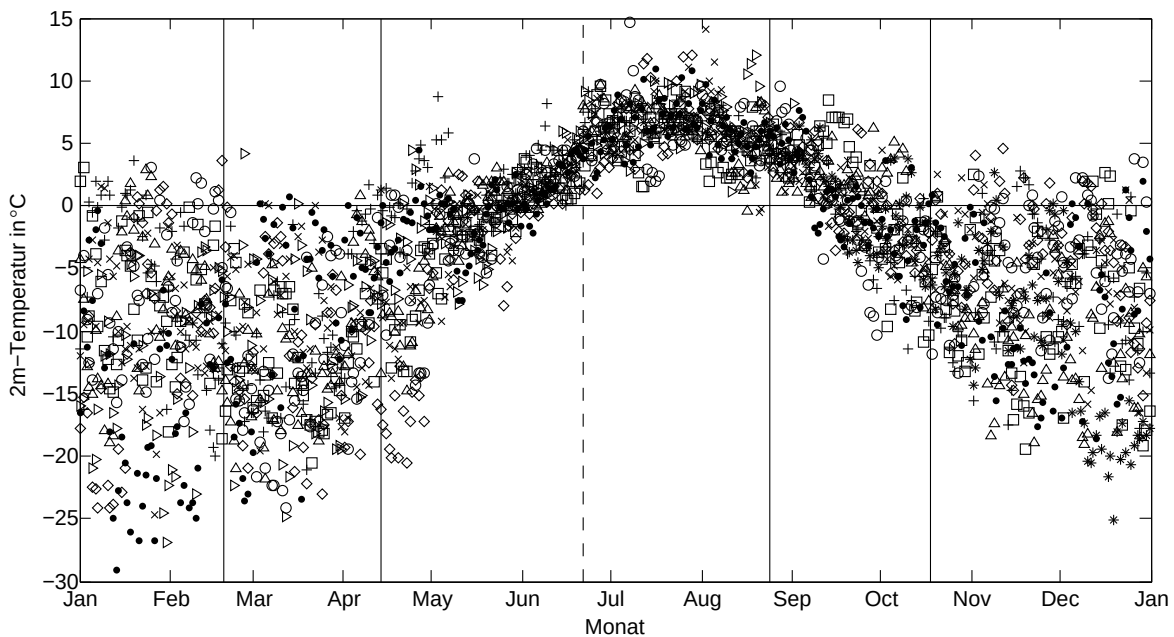


Abbildung 9: 2m-Temperatur der 11UTC-Sondierungen, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

Für die deutliche Verzögerung des Temperaturanstiegs ist unter anderem die noch hohe Schneebedeckung des Bodens am Anfang des Sommers verantwortlich. Aufgrund der großflächigen Schneebedeckung und der dadurch bedingten hohen Albedo von zirka 0,8 [76] wird ein Großteil der noch geringen einfallenden Strahlung am Beginn des Polartages reflektiert. Der verbleibende Teil wird von der Schnee- und Eisdecke absorbiert, sodass eine Erwärmung des darunter liegenden Bodens noch nicht möglich ist. Während der etwa 6 Wochen andauernden Pre-Schmelzperiode (2008 [76]), wird zunächst die Schneedecke bis etwa 0 °C erwärmt. Die Schneeschmelze beginnt typischerweise Anfang Juni (2008 [76]). Die bodennahe Lufttemperatur schwankt bis zum Auftreten von großen schneefreien Flächen zwischen -1 °C und +5 °C (2008) wobei die Schnee- beziehungsweise Eisdecke nahezu isotherm bei 0 °C bleibt [76]. In dem Zeitraum der Schmelze wird somit ein Großteil der einfallenden Strahlung in Form von latenter Wärme für die Phasenumwandlung von Schnee und Eis aufgezehrt. In den zunehmend größer werdenden schneefreien Bereichen wird während der Schneeschmelze aufgrund der deutlich geringeren Albedo von etwa 0,15 [76] mehr Energie absorbiert. Diese Absorption führt zur allmählichen Erwärmung und der Verdunstung des Schmelzwassers in der aktiven Schicht des Bodens. In diesen Bereichen ist dann ein weiterer Anstieg der Bodentemperatur möglich, sodass auch die darüber liegenden Luftschichten erwärmt werden. Im Mittel dauert der Schmelzprozess im näheren Umkreis der Station zirka 23 Tage [32], wodurch die 2m-Temperatur erst etwa 9 bis 10 Wochen nach Beginn des Polartages trotz positiver Netto-Strahlungsbilanz die Jahreshöchstwerte deutlich verzögert gegenüber dem Strahlungsmaximum erreicht. Der schneefreie Zeitraum kann zwischen 50 und 150 Tagen variieren, dauert aber typischerweise etwa 3 Monate an [76]. Aufgrund der inhomogenen Bodenbeschaffenheit beziehungsweise der ungleichmäßigen Schneebedeckung im Winter in und um Ny-Ålesund variiert, je nach Grad der Schnee-, Eis- und Wolkenbedeckung sowie der synoptischen Situation nicht nur die Dauer der Schmelzperiode, sondern auch die Albedo in den tauenden Gebieten in dieser Zeit. Die resultierende lokale Albedo des Bodens im schneefreien Zeitraum ist somit ebenfalls äußerst inhomogen wie in Abbildung 5 zu erkennen ist. Für eine weiterführende Beschreibung der Schmelzperiode sei auf [32] verwiesen.

In der Polarnacht variiert die Temperatur über einen weiten Bereich von zirka -30 °C bis +5 °C. Temperaturen unter -20 °C wurden in der untersuchten Zeitreihe überwiegend Anfang 2004 gemessen, sodass sich an diesen Temperaturen eine interannuelle Variabilität zeigt. In der Zeit von etwa Mitte Mai bis etwa Mitte September bleibt die Temperatur häufig über dem Gefrierpunkt und variiert nur noch in einem deutlich kleineren Intervall.

Wie schon in der Standortbeschreibung erwähnt wurde, können in Abhängigkeit von den synoptischen Bedingungen sehr unterschiedliche Luftmassen das Archipel erreichen und damit zu signifikanten Temperaturschwankungen gerade im Winter führen. So gingen die sehr niedrigen Temperaturen von etwa Mitte Januar bis etwa Februar 2004 und der sprunghafte Anstieg der Temperatur Anfang März 2004 mit einer signifikanten Änderung des Windvektors in 850 hPa einher, wie die NCEP-Reanalyse-Daten in Abbildung 10 für diese Zeiträume zeigen.

In der Zeit des Auftretens der besonders niedrigen Temperaturen war die Anströmung im Mittel aus Ost (siehe Abb. 10 a.)) die kalte Luft aus der russischen Arktis mit sich führte. Im Zeitraum der hohen Temperaturen, war die Anströmung im Mittel aus Süd (siehe Abb. 10 b.)) die verstärkt wärmere Luft aus den mittleren Breiten advektierte.

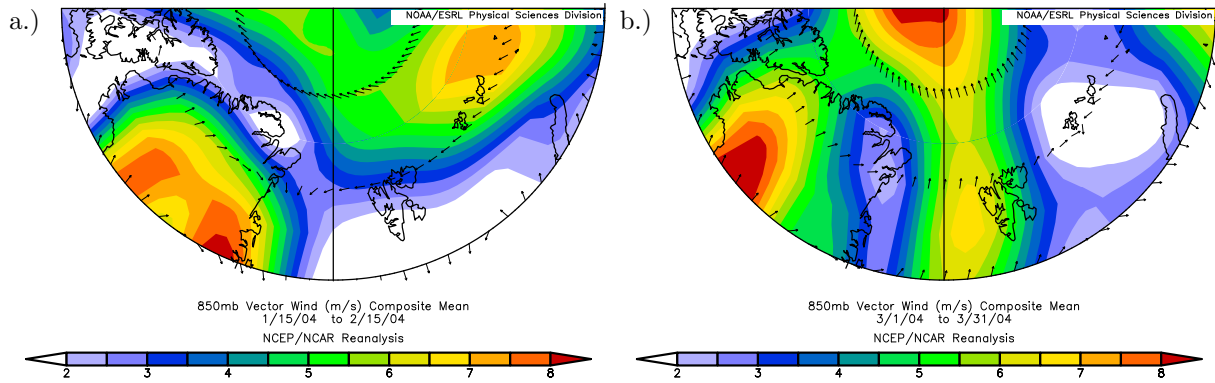


Abbildung 10: mittlerer 850hPa-Windvektor (NCEP Reanalyse-Daten [42]) in dem Zeitraum vom a.) 15.01.2004 bis zum 15.02.2004, b.) 01.03.2004 bis zum 31.03.2004, entnommen von [87]

6.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung

Nachfolgend werden die Messungen der Windrichtung und Windgeschwindigkeit in den aufbereiteten 11UTC-Sondierungen näher untersucht. Da in der gesamten Zeitreihe aufgrund von Fehlern in 412 11UTC-Sondierungen keine Windrichtung in 2 m Höhe vorlag, wurden die 10m-Werte als bodennaher Wind mit nur 66 fehlerhaften Werten näher untersucht. Die 10m-Werte der Windrichtung weichen nicht nennenswert von den intakten Werten aus zwei Metern Höhe ab, sodass auf eine explizite Darstellung der fehlerfreien 2m-Werte verzichtet wurde. Die Windgeschwindigkeit ist in 10 m geringfügig höher (nicht dargestellt). Nachfolgend ist die jahreszeitliche Verteilung der 10m-Windrichtung der 2719 intakten 11UTC-Sondierungen dargestellt.

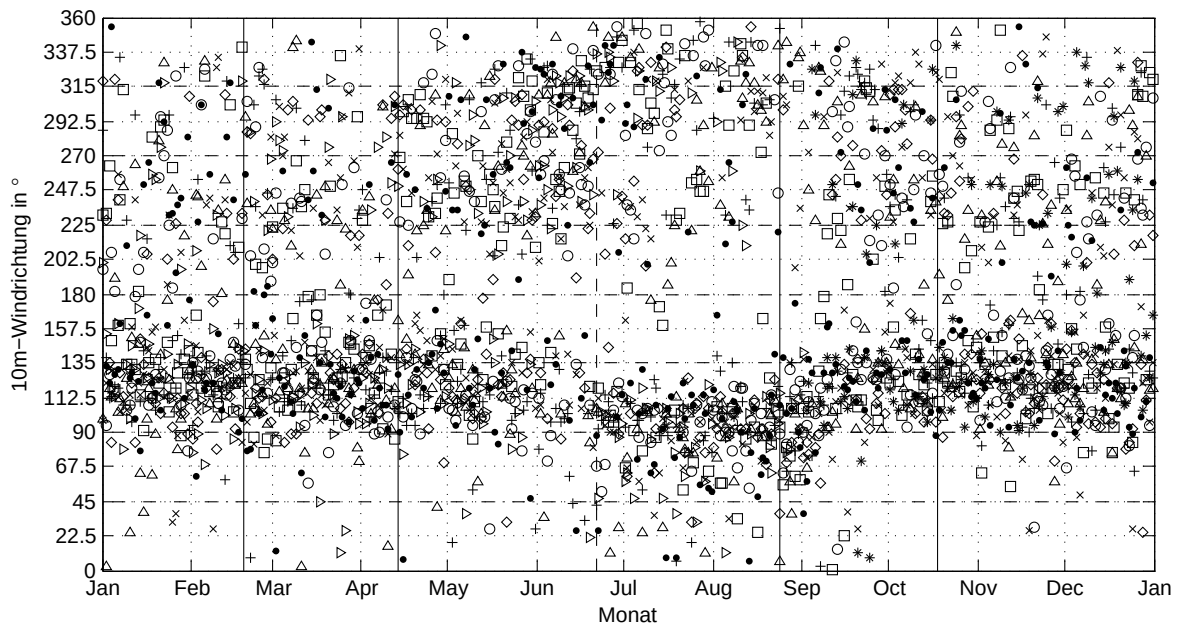


Abbildung 11: Windrichtung in 10 m Höhe der 11UTC-Sondierungen, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In Abbildung 11 sind drei beziehungsweise vier Windrichtungen jahreszeitabhängig mit einer größeren Häufigkeit zu erkennen. Zunächst sei die ganzjährig häufigste Richtung Ost bis Südost (etwa aus 90° bis 150°) genannt, die in den Zeiträumen von Anfang Januar bis etwa Mitte Juni sowie von etwa Mitte September bis Ende Dezember zu beobachten ist. Ferner tritt in diesen Zeiträumen ein vergleichsweise

seltener Südwestwind (etwa 210° bis 270°) auf. Während des verbleibenden Zeitraumes von etwa Mitte Juni bis Mitte September ist die Ost bis Südost Windrichtung um etwa 20° bis 30° Richtung Nord gedreht, dass heißt das diese häufiger im Winkelbereich von 60° bis 120° liegt. Vom Beginn des Polartages bis zum Beginn der Polarnacht tritt zusätzlich häufiger Wind aus Richtung Nordwest bis Nord (etwa 290° bis 350°) auf, der wiederum im Frühjahr und Winter nur selten gemessen wird. In dem Zeitraum von Mitte Mai bis etwa Ende Juni zeigt sich zusätzlich, dass der gesamte Winkelbereich von 0° bis 180° seltener vertreten ist, zeitgleich aber verstärkt Wind aus Südwest bis Nord an dessen Stelle tritt. Nord- bis Nordost- (1° bis 50°) sowie Südwind (um 180°) ist ganzjährig nur selten in dieser Höhe zu beobachten. Diese drei beziehungsweise vier Windrichtungen mit dem entsprechenden Jahresgang wurden auch schon in früheren Arbeiten gefunden (z.B. [3], [6]). Topographisch verlängert entsprechen die genannten vier Windrichtungen etwa folgenden lokalen Gebieten:

1. Ost bis Südost (90° bis 150°), Mitte Sept. bis Mitte Juni → Gletschermündung im Fjord
2. Nordost bis Ost (60° bis 120°), Mitte Juni bis Mitte Sept. → Gletschermündung im Fjord
3. Südwest (210° bis 270°), Mitte Sept. bis Mitte Juni → Mündung des Austre/Vestre Brøggerbreen
4. Nordwest bis Nord (290° bis 350°), Sommer und Herbst. → arktischer Ozean

Um dies auch visuell zu veranschaulichen, wurden die genannten Richtungen in folgender Karte (Abb. 12) durch nummerierte Pfeile gekennzeichnet.

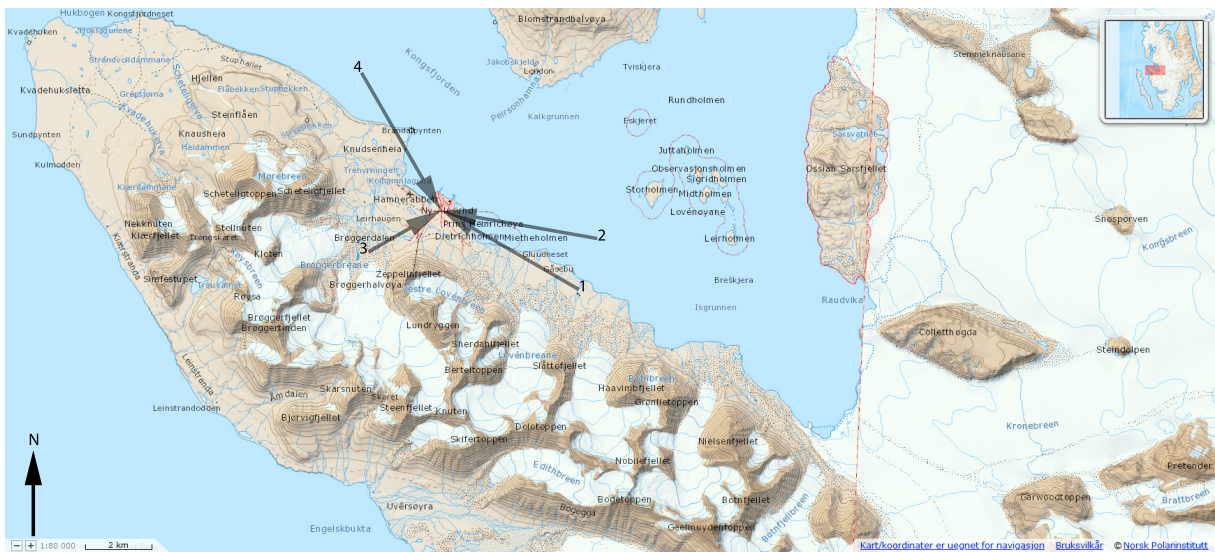


Abbildung 12: topographische Karte mit Pfeilen für die 4 häufigsten Windrichtungen in 10 m Höhe, Karte entnommen von [89]

Bei den gefunden Windrichtungen handelt es sich somit möglicherweise hauptsächlich um kanalisierte Winde entlang der Fjordachse (Richtung 1, Richtung 2 und Richtung 4) sowie katabatische Winde von den Gletschern im Südwesten (Richtung 3), da eine direkte Anströmung aus Süd bis Südwest aufgrund der Bergkette in dieser Höhe nicht möglich ist. Da die Reichweite orographischer Einflüsse von der Orographiehöhe abhängt, wurde ebenfalls der Jahresgang der Windrichtung in 50 m (Abb. 13, 2692 Datenpunkte), 500 m (Abb. 14, 2631 Datenpunkte) und 1250 m (Abb. 15, 2738 Datenpunkte) untersucht. In Abbildung 13 ist die Windrichtungsverteilung in 50 m (± 25 m) dargestellt. Der Toleranzbereich von ± 25 m folgt aus der leicht variierenden Steiggeschwindigkeit der Sonden.

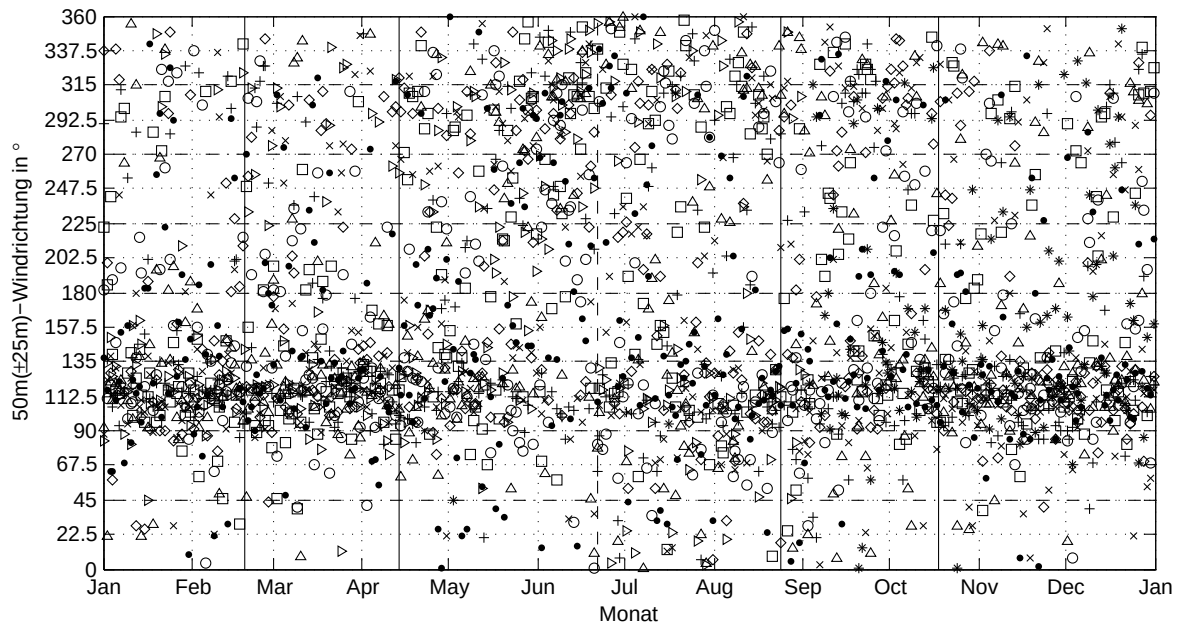


Abbildung 13: Windrichtung in 50 m (± 25 m) Höhe der 11UTC-Sondierungen, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

Schon in 50 m Höhe tritt Südwestwind (Richtung 3) nur noch sehr selten und ohne jeglichen Jahresgang auf. Dies ist ein weiteres Indiz für einen katabatischen beziehungsweise Berg- oder Talwind aus dieser Richtung, der typischerweise nur in geringen Höhen auftritt. Die auch hier am häufigsten auftretende Windrichtung Ost bis Südost (Richtung 1) zeigt nur noch einen leichten Jahresgang, sodass Wind aus dem Winkelbereich 90° bis 150° in dieser Höhe ganzjährig vorherrscht. Lediglich der Nord- bis Nordwestwind (Richtung 4) zeigt einen zu 10 m Höhe analogen Jahresgang. Damit dominieren in 50 m Höhe fast ausschließlich entlang der Fjordachse gerichtete Windrichtungen.

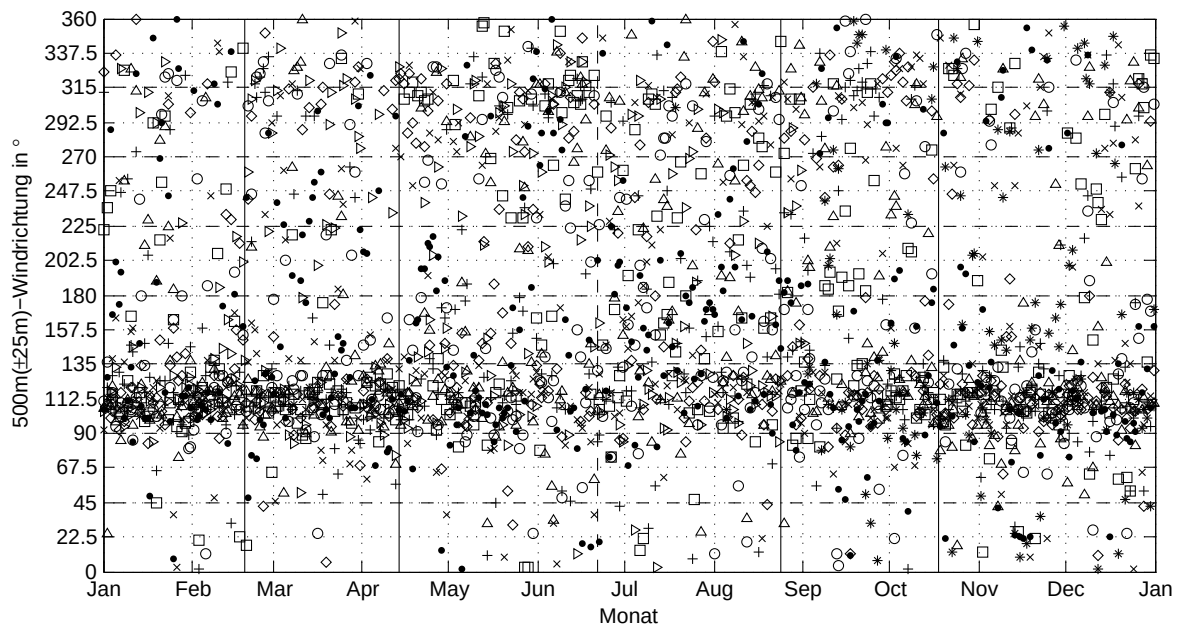


Abbildung 14: Windrichtung in 500 m (± 25 m) Höhe der 11UTC-Sondierungen, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

Ab etwa 500 m Höhe ist auch für den Nordwest- bis Nordwind (Richtung 4) nur noch ein schwacher

Jahresgang zu erkennen. Richtung Ost bis Südost (Richtung 1) tritt analog zu 50 m Höhe ganzjährig am häufigsten, allerdings in einem etwas kleineren Winkelbereich von etwa 90° bis 135° auf. Dies deutet darauf hin, dass der ausgeprägte Jahresgang der Windrichtungen unterhalb von 50 m Höhe möglicherweise durch die Superposition verschiedener Windrichtungen aufgrund von kleinskaligen Effekten und in Abhängigkeit von dem thermischen Grenzschichtzustand zustande kommt. Für einen Vergleich zu der Windrichtungsverteilung oberhalb der lokalen Orographie, das heißt der synoptischen Anströmung, ist in Abbildung 15 die jahreszeitliche Verteilung der Windrichtung in 1250 m (± 25 m) Höhe gegeben.

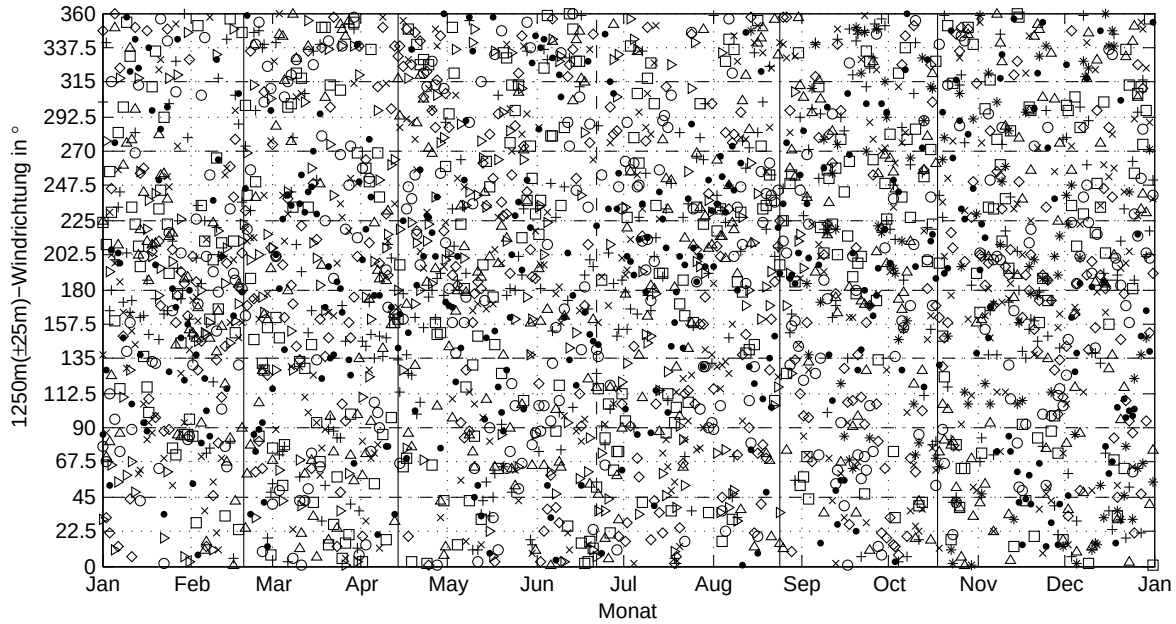


Abbildung 15: Windrichtung in 1250 m (± 25 m) Höhe der 11UTC-Sondierungen, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In 1250 m Höhe streuen die Messwerte über alle Richtungen ohne eine deutliche Häufung in einem bestimmten Winkelbereich. Diese Höhe liegt bis auf wenige Berggipfel des Archipels oberhalb der Orographie, wodurch deutlich weniger Störungen der synoptischen Strömung auftreten.

Für eine quantitative Auswertung der Windrichtungen sind nachfolgend die Windrosen in den bisher betrachteten Höhen und zusätzlich für 2500 m (± 25 m) und 3000 m (± 25 m) Höhe gegeben. Auch aus den Windrosen (Abb. 17 bis Abb. 21) wird deutlich, dass der Südwestwind (Richtung 3) fast ausschließlich in den unteren 50 m auftritt. Im Höhenbereich von 50 m bis etwa 500 m treten überwiegend die Windrichtungen Nordwest bis Nord (Richtung 4) und insbesondere Ost bis Südost (Richtung 1), das heißt Winde entlang der Fjordachse, auf. In 500 m Höhe selbst ist bereits eine leichte Zunahme von Südwind mit höheren Windgeschwindigkeiten zu erkennen. Diese Zunahme ist in Abbildung 14 nur bedingt in dem Zeitraum von der Sommersonnenwende bis zum Beginn der Polarnacht zu erkennen. An der Zeppelin-Station (474 m Höhe) wurde in dem Zeitraum vom 16.03.1998 bis 16.09.1998 sehr viel häufiger Südwind gefunden ([6]). Da diese Station unterhalb des Gipfels des Zeppelinberges liegt und eine direkte Südanströmung der Station nicht möglich ist, ist das häufigere Auftreten dieser Windrichtung an der Zeppelin-Station gegebenenfalls auf einen zusätzlichen Fallwind zurückzuführen.

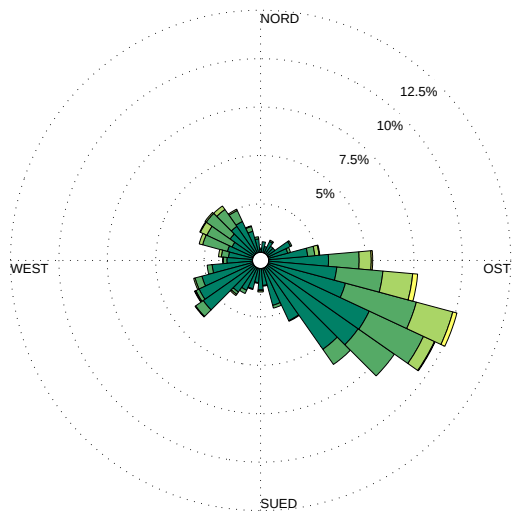


Abbildung 16: Windrose für 10 m Höhe (2719 11UTC-Sondierungen)

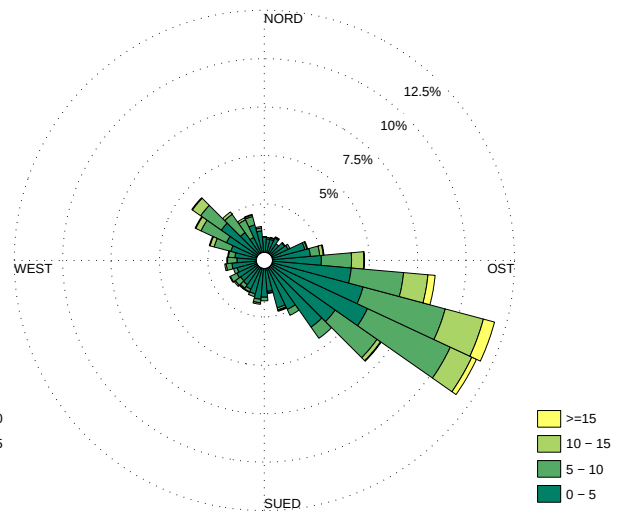


Abbildung 17: Windrose für 50 m (± 25 m) Höhe (2692 11UTC-Sondierungen)

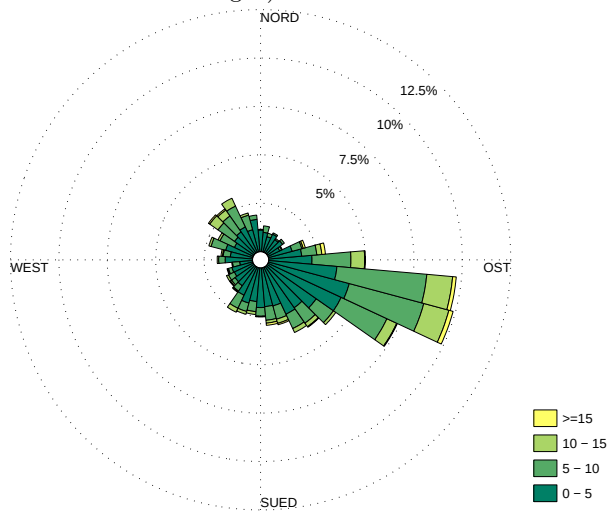


Abbildung 18: Windrose für 500 m (± 25 m) Höhe (2684 11UTC-Sondierungen)

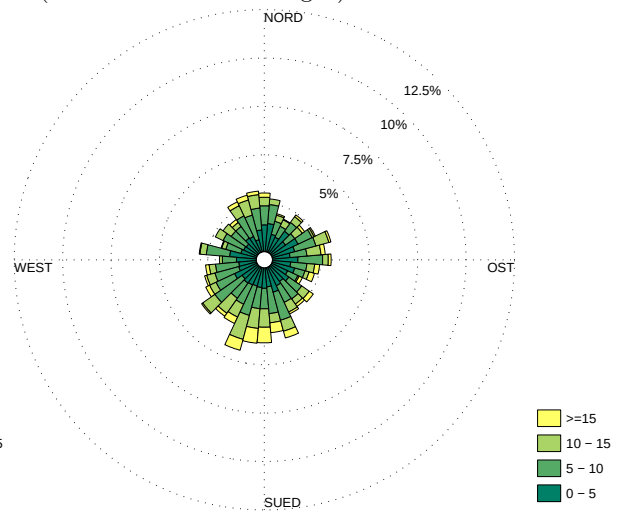


Abbildung 19: Windrose für 1250 m (± 25 m) Höhe (2738 11UTC-Sondierungen)

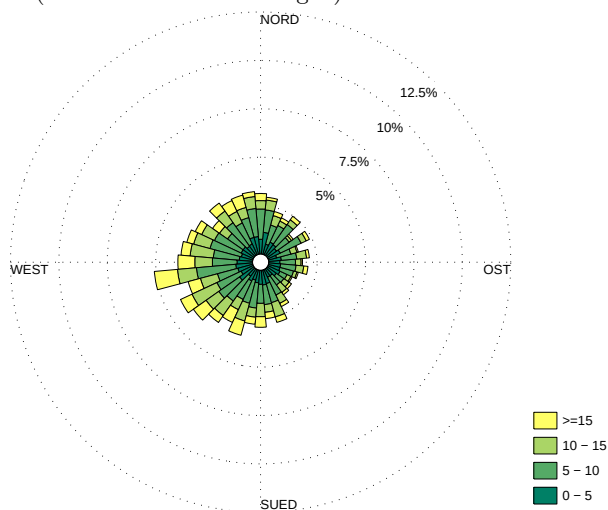


Abbildung 20: Windrose für 2500 m (± 25 m) Höhe (2749 11UTC-Sondierungen)

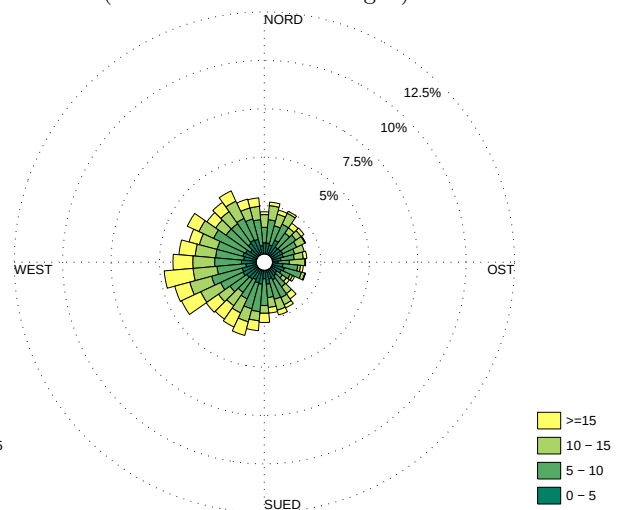


Abbildung 21: Windrose für 3000 m (± 25 m) Höhe (2744 11UTC-Sondierungen)

Die Legenden in Abbildung 16 bis Abbildung 21 geben die Windgeschwindigkeitsintervalle in m/s an.

Von etwa 500 m bis 1250 m (Abb. 18 und Abb. 19) Höhe ist dann eine Drehung zu beliebigen Windrichtungen zu erkennen, wobei in 1250 m Höhe Nord beziehungsweise Südwind mit einer größeren Häufigkeit gemessen wurde. Dies deutet darauf hin, dass in diesem Höhenbereich der Einfluss der Orographie und dadurch der Effekt der Kanalisierung stark abnimmt. Trotz dessen, dass die meisten Gipfelhöhen unterhalb von 1250 m liegen und damit die orographische Störung der Strömung deutlich geringer ist, dreht der Wind kontinuierlich (nicht dargestellt) bis etwa 2500 m Höhe hauptsächlich in den Winkelbereich von 180° bis 360° weiter, wobei auch die Häufigkeit höherer Windgeschwindigkeiten zunimmt. Erst ab einer Höhe von etwa 2500 m ist nur noch eine geringfügige Änderung der Windrichtung bis 3000 m Höhe zu erkennen. In diesem Höhenbereich nimmt hauptsächlich die Windgeschwindigkeit weiter zu. Damit wird das Archipel ab 2500 m Höhe am häufigsten aus Richtung Süd bis Nord (180° bis 360°) angeströmt. Dies ist auch in den 29-Jahre-Mittelwerten (1981-2010) der Windvektoren der NCEP-Reanalysedaten [42] im 850hPa-Druckniveau (Abb. 22 a.)) und 700hPa-Druckniveau (Abb. 22 b.)) wieder zu erkennen. Während in der 850hPa-Druckfläche (etwa 1250 m Höhe) der Wind nur sehr schwach aus Süd- bis Südwest im Mittel bis etwa 1,5 m/s kommt, zeigt sich in der 700hPa-Druckfläche (etwa 2600 m Höhe) ein deutlicher Westwind im Mittel mit Geschwindigkeiten bis 3,5 m/s, sodass dieser nicht nur häufiger, sondern auch mit höheren Geschwindigkeiten im gesamten Zeitraum vorgekommen ist.

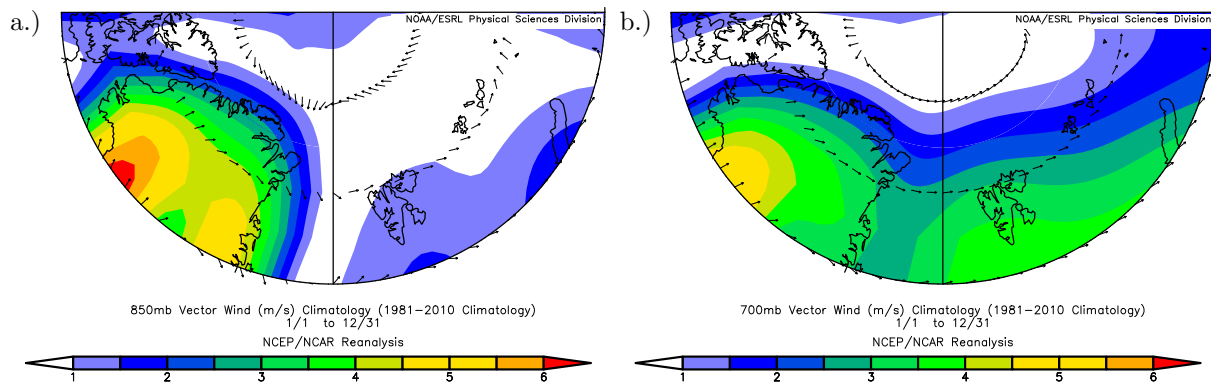


Abbildung 22: 29-Jahre-Mittel des Windvektors (NCEP-Reanalyse-Daten [42]) im a.) 850hPa-Druckniveau, b.) 700hPa-Druckniveau, entnommen von [87]

Inwieweit die weitere Drehung ab 1250 m bis 2500 m Höhe durch orographische Effekte hervorgerufen wird oder auf Ausläufer der Westwindzone zurückzuführen ist, kann anhand der gegebenen Daten nicht ermittelt werden. In einer früheren Arbeit [70] zeigte sich, dass die Eigenschaften von Temperatur- und Feuchteinversionen sowie von LLJs in der unteren Troposphäre teilweise mit den meteorologischen Messgrößen (ECMWF-Reanalyse-Daten) aus diesem Druckniveau an diesem Standort korrelieren. Anhand der vorgestellten Ergebnisse wird aber deutlich, dass in 1250 m Höhe bezüglich der Windrichtung gegebenenfalls noch keine ungestörte synoptische Strömung vorliegt. Aufgrund der groben Auflösung von Modellen in größeren Höhen werden aber gegebenenfalls kleinere Störungen der Orographie oberhalb von 1250 m Höhe (850 hPa) nicht mehr erfasst, sodass in diesen Datensätzen die Werte aus dem 850hPa-Druckniveau mit den Werten der quasi-ungestörten synoptischen Strömung in größeren Höhen grob übereinstimmen können.

Da die Gletscher Austre und Vestre Brøggerbreen gewöhnlich nicht vollständig tauen, wird die Luft oberhalb des Eises auch im Sommer abgekühlt. Diese würde dann ebenfalls als ein katabatischer Wind gravitativ in Richtung des Ortes hinabströmen (Richtung 3), sodass auch in den Sommermonaten am Fuße der beiden Gletscher theoretisch ein schwacher Südwestwind zu beobachten sein sollte. Durch den Nord- bis Nordwestwind im Sommer und Herbst, sowie Konvektion über dem eisfreien Küstenstreifen wird diese Windrichtung wahrscheinlich vollständig geblockt.

Der sommerliche Nordwestwind könnte nach [6] entsprechend dieser Richtung einer Seebrise entsprechen. In einer neueren Studie ([24]) zeigte sich auch in *Large-Eddy-Simulationen* eine ausgeprägte Land-See-Brise im Fjord. Ein Indiz dafür ist, dass ab etwa 500 m Höhe nur ein schwacher Jahresgang bei einer deutlich geringeren Häufigkeit dieser Richtung zu beobachten ist. Eine rein orographische Störung ist aber dennoch nicht ausgeschlossen.

Da sowohl die 2m-Temperatur als auch die 10m-Windrichtung einen ausgeprägten Jahresgang zeigt, ist eine Korrelation der Messwerte möglich. Anhand von Abbildung 23 wird aber deutlich, dass lediglich die Drehung des Ost- bis Südostwindes von dem Winkelbereich 90° bis 150° im Winter in den Winkelbereich 60° bis 120° im Sommer grob mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt einhergeht.

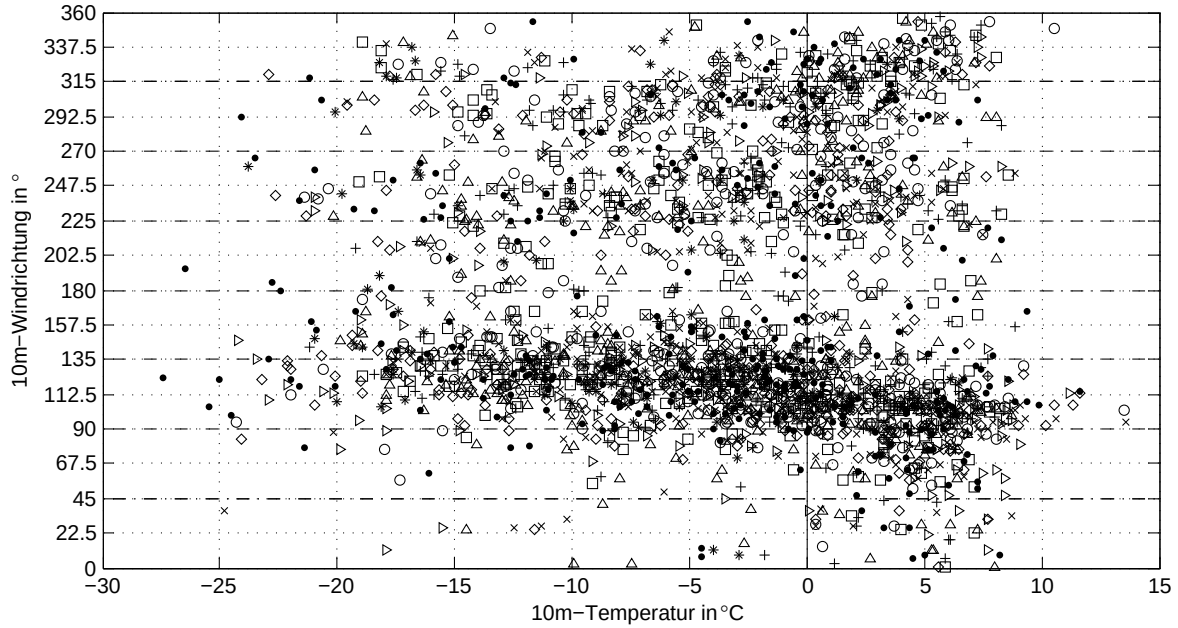


Abbildung 23: 10m-Temperatur gegen 10m-Windrichtung der 11UTC-Sondierungen (2719 Datenpunkte)

Da bisher hauptsächlich die Windrichtung betrachtet wurde, ist in Abbildung 24 die 10m-Windrichtung gegen die 10m-Windgeschwindigkeit abgetragen worden. Hieran wird deutlich, dass die höchsten Windgeschwindigkeiten bis etwa 20 m/s bis auf wenige Ausnahmen aus Richtung Ost (um 110°) gemessen wurden. Bei Südwestwind liegen zumeist Geschwindigkeiten unter 5 m/s, bei Nordwest- bis Nordwind nur selten Geschwindigkeiten von mehr als 12 m/s vor. Damit gruppieren sich die gefundenen Windrichtungen zusätzlich in drei Geschwindigkeitsintervalle. Aufgrund der geringen Windgeschwindigkeiten aus Richtung Südwest (Richtung 3) kann diese Strömung möglicherweise nur dann im Ort beobachtet werden, wenn in den übrigen Windrichtungen nur geringe Windgeschwindigkeiten (< 5 m/s) vorliegen. Abschließend sei noch der Jahresgang der 10m-Windgeschwindigkeit gegeben. Hierzu wurde analog zur Windrichtung die jahreszeitliche Verteilung der 10m-Windgeschwindigkeit in Abbildung 25 abgetragen.

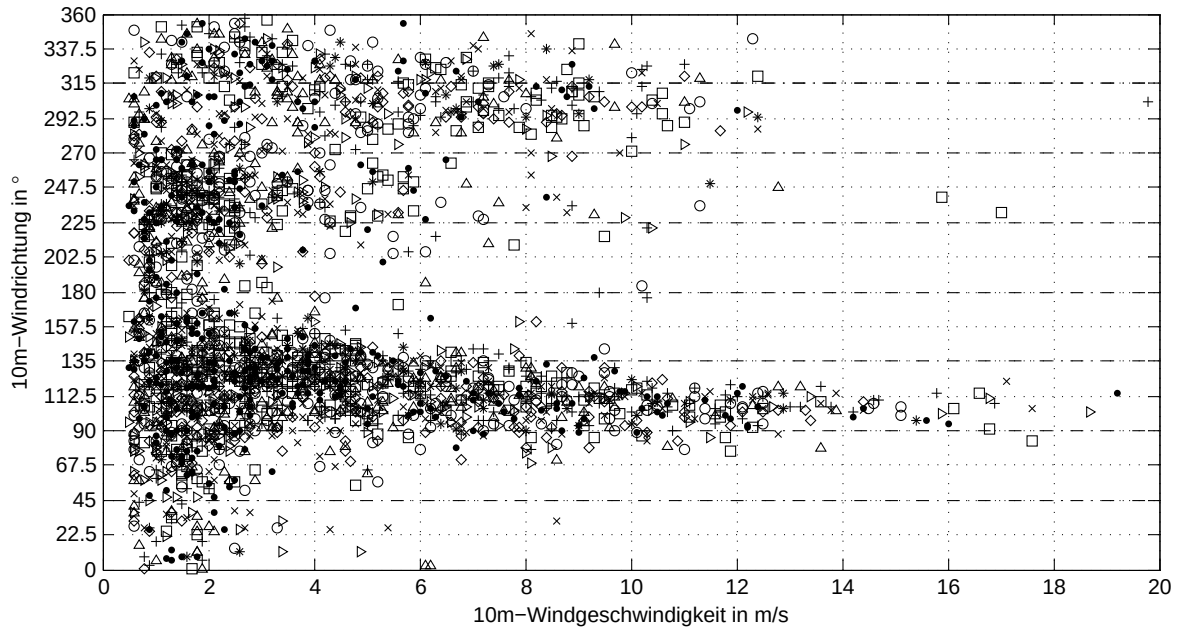


Abbildung 24: 10m-Windgeschwindigkeit gegen 10m-Windrichtung der 11UTC-Sondierungen (2719 Datenpunkte)

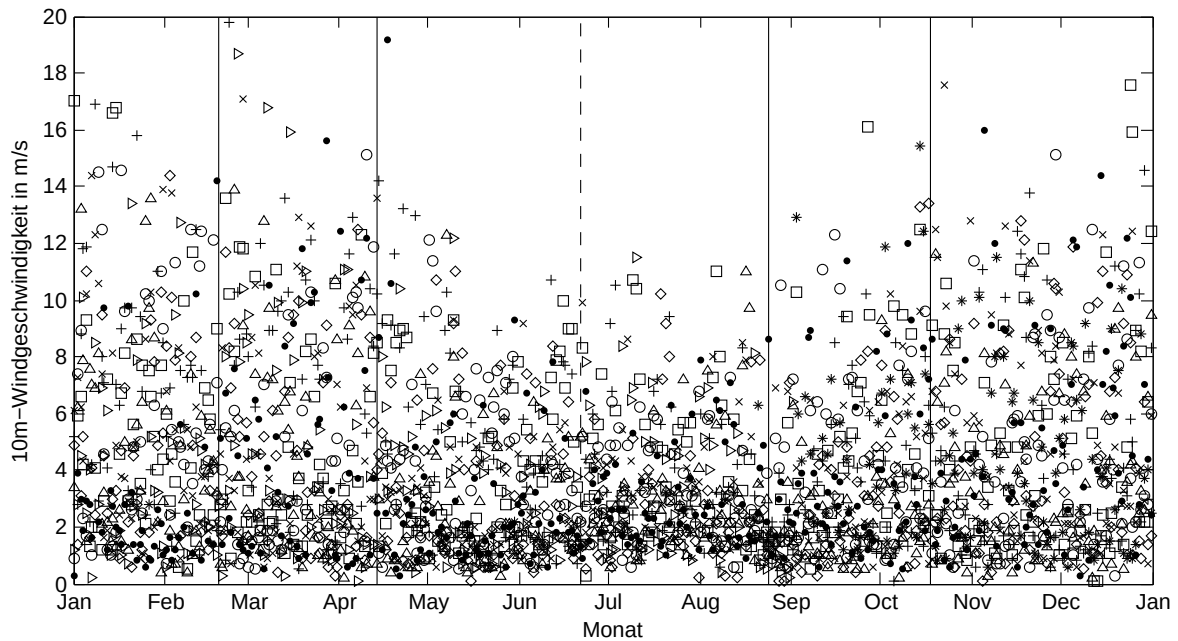


Abbildung 25: 10m-Windgeschwindigkeit 11UTC-Sondierungen (2731 Datenpunkte), vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende

Hieran wird deutlich, dass die größten Windgeschwindigkeiten hauptsächlich in den Wintermonaten und im Frühjahr auftreten. Des Weiteren ist eine ganzjährige Häufung unterhalb von 4 m/s zu erkennen.

Wie unter **2.2 Variabilität (Tagesgang) der planetarischen Grenzschicht** (S. 6) erläutert wurde, ergeben sich für die meteorologischen Größen in Abhängigkeit vom Grenzschichtzustand charakteristische Profile. Für einen Überblick der Eigenschaften dieser Profile am Standort werden im Folgenden die gemessenen Vertikalprofile vom 01.01.2010 10.51 UTC und vom 24.06.2010 11.04 UTC bis zu einer Höhe von 2500 m vorgestellt. Der 01.01.2010 entspricht dabei einem typischen Wintertag in der Polarnacht

mit einer stabilen Temperaturschichtung, der 24.06.2010 einem charakteristischen Sommertag mit einer schwach instabilen Schichtung in Bodennähe.

6.4 Vertikalprofile der Temperatur

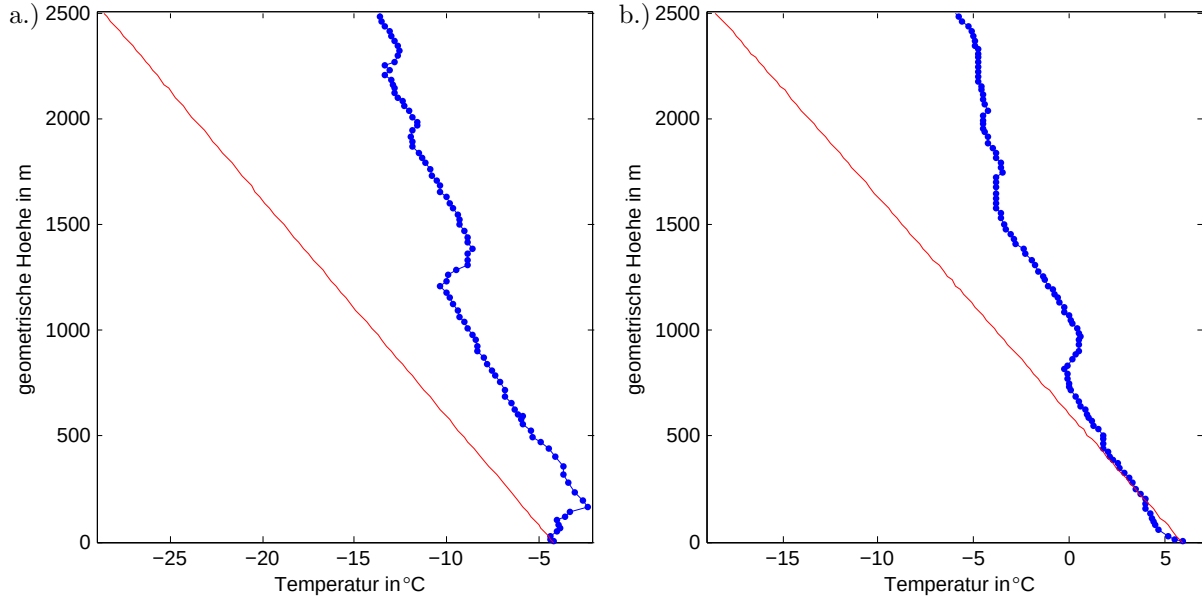


Abbildung 26: a.) vertikales Temperaturprofil vom 01.01.2010 10.51 UTC, b.) vertikales Temperaturprofil vom 24.06.2010 11.04 UTC, rote durchgezogene Linie: Trockenadiabate

Während im Winter häufig SBIs auftreten (Abb. 26 a.)), können sich im Sommer bei ausreichender Strahlungsintensität superadiabatische Temperaturgradienten (Abb. 26 b.)) in Bodennähe ausbilden. Letztere sind eine notwendige Voraussetzung für das Einsetzen von Konvektion und werden mittels der Stabilitätskriterien (siehe **7 Statische Stabilität der Grenzschicht** (S. 45)) identifiziert. Dazu wird unter anderem das Temperaturprofil mit dem nach Gleichung 7.1 berechneten trockenadiabatischen Temperaturgradienten (rote Gerade in Abb. 26) verglichen. Ist der Anstieg der Temperatur wie am 24.06.2010 kleiner als der Anstieg der Trockenadiabaten, ist die Schichtung absolut instabil und damit potentiell konvektiv. Ferner sind auch hier in beiden Profilen die evidenten Mehrfachinversionen zu erkennen.

(virtuelle) potentielle Temperaturprofile

Da die Temperatur in der unteren Troposphäre näherungsweise trockenadiabatisch mit der Höhe abnimmt liegt es nahe, diese druckabhängige Variation aus dem Temperaturprofil zu entfernen. Dazu wurde die potentielle Temperatur nach Gleichung 6.2 berechnet.

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^\sigma \quad (6.2)$$

Hierin ist σ die Poisson-Konstante trockener Luft, p_0 der Standard- oder Referenzdruck und T die absolute Temperatur. Die Poisson-Konstante ist der Quotient aus der spezifischen Gaskonstanten R_{tL} und der spezifischen Wärmekapazität $c_{p,tL}$ (trockener) Luft, wobei sich die spezifische Gaskonstante aus dem Quotienten der universellen Gaskonstanten R und der molaren Masse trockener Luft M_{tL} ergibt. Die Werte der Konstanten sind im **Anhang** unter **B Konstanten** (S. 133) gegeben.

Die potentielle Temperatur entspricht damit gerade jener Temperatur, die ein Luftpaket annehmen würde,

wenn es (trocken-) adiabatisch von dem Druck p und der Temperatur T auf den Referenzdruck p_0 gebracht würde.

Die wichtigste Eigenschaft der potentiellen Temperatur ist die einfache Ablesbarkeit der Stabilität bezüglich des trockenadiabatischen Temperaturgradienten. Dabei entspricht ein negativer Gradient der potentiellen Temperatur absoluter Instabilität, Isothermie einer trockenindifferenten Schichtung und ein positiver Gradient, je nach Betrag, bedingter beziehungsweise absoluter Stabilität (siehe **7 Statische Stabilität der Grenzschicht** (S. 45)). Inversionen entsprechen positiven Gradienten von mehr als 9,76 K/m (siehe Glg. 7.6).

Da der Wasserdampfgehalt der Luft in der unteren Troposphäre zumeist nicht vernachlässigbar klein ist, muss dieser ebenfalls berücksichtigt werden. Hierzu wurde die virtuelle potentielle Temperatur für *ungesättigte Luft* nach folgender Gleichung 6.3 berechnet.

$$\theta_v = \theta \cdot \frac{r_v + a}{a(1 + r_v)} \quad (6.3)$$

r_v entspricht dem Mischungsverhältnis von Wasserdampf und trockener Luft, welches nach Gleichung 6.4 aus der spezifischen Feuchte q berechnet wurde. Zur Berücksichtigung von flüssigem Wasser im gesättigten Fall und/oder Eis müssten die zugehörigen Mischungsverhältnisse im Klammerausdruck des Nenners von Gleichung 6.3 noch hinzu addiert werden. Diese Verhältnisse sind aus den Sondierungsdaten nicht ermittelbar.

$$r_v = \frac{q}{1 - q} \quad (6.4)$$

a ist das Verhältnis der molaren Massen von Wasser M_{H_2O} und trockener Luft M_{tL} .

$$a = \frac{M_{H_2O}}{M_{tL}} \quad (6.5)$$

Die spezifische Feuchte wurde mit folgender Gleichung 6.6 bestimmt.

$$q = \frac{a \cdot e}{p - (1 - a) \cdot e} \quad (6.6)$$

In Gleichung 6.6 ist e der Dampfdruck. Dieser wurde wiederum durch umstellen der Gleichung 6.7 aus der (gemessenen) relativen Feuchte rh und dem Sättigungsdampfdruck e_{sat} berechnet.

$$rh = \frac{e}{e_{sat}} \cdot 100\% \quad (6.7)$$

Der Sättigungsdampfdruck wurde mit den Goff-Gratch-Gleichungen 6.8 [88] und 6.9 [88] und der (gemessenen) absoluten Temperatur T bestimmt.

$$e_{sat,fl} = e_{sp} \cdot 10^{Z_{fl}} \quad (6.8)$$

$$Z_{fl} = a_1 \cdot \left(\frac{T_s}{T} - 1 \right) + b_1 \cdot \log_{10} \frac{T_s}{T} + c_1 \cdot \left(10^{d_1 \left(1 - \frac{T}{T_s} \right)} - 1 \right) + e_1 \cdot \left(10^{g_1 \left(\frac{T_s}{T} - 1 \right)} - 1 \right)$$

Gleichung 6.8 gilt über Wasser in der flüssigen Phase.

$$e_{sat,f} = e_0 \cdot 10^{Z_f} \quad (6.9)$$

$$Z_f = a_2 \cdot \left(\frac{T_0}{t} - 1 \right) + b_2 \cdot \log_{10} \left(\frac{T_0}{T} \right) + c_2 \cdot \left(1 - \frac{T}{T_0} \right) \quad (6.10)$$

Gleichung 6.9 gilt über Eis.

Bis auf die (absolute) Temperatur T handelt es sich in beiden Goff-Gratch-Gleichungen (Glg. 6.8 und Glg. 6.9) um Konstanten, die nachfolgender Tabelle 3 zu entnehmen sind.

Gleichung 6.8	Gleichung 6.9
$a_1 = -7,90298$	$a_2 = -9,09718$
$b_1 = 5,02808$	$b_2 = -3,56654$
$c_1 = -1,3816 \cdot 10^{-7}$	$c_2 = 0,876793$
$d_1 = 11,344$	
$e_1 = 8,1328 \cdot 10^{-3}$	
$g_1 = -3,49149$	
$e_{sp} = 1013,246 \text{ mb}$	$e_0 = 6,1071 \text{ mb}$
$T_s = 373,16 \text{ K}$	$T_0 = 273,16 \text{ K}$

Tabelle 3: Konstanten der Goff-Gratch-Gleichungen, entnommen aus [88]

Bei niedrigen absoluten Temperaturen beginnt das gegebenenfalls vorhandene Flüssigwasser zu gefrieren beziehungsweise der Wasserdampf zu sublimieren, sodass Gleichung 6.8 ihre Gültigkeit verliert und Gleichung 6.9 zum tragen kommt. Da in der Atmosphäre normalerweise unterkühltes Wasser vorkommt [52], hängen die Temperaturen bei denen nur eine der Phasen beziehungsweise das Temperaturintervall in denen ein Mischzustand der Phasen vorliegt, von einer Reihe weiterer Faktoren ab. Dadurch schwanken diese Temperaturen in einem weiten Bereich, wodurch keine einheitliche Aussage gemacht werden kann [15]. Anhand der Angaben in [15] wurden hier folgende Grenzen gewählt: Bis zu einer Temperatur von -12°C wird angenommen, dass Wasser nur in der flüssigen Phase, unterhalb von -35°C nur noch im gefrorenen Zustand vorliegt. In dem Intervall von -12°C bis -35°C beginnen sich in Abhängigkeit von der Aerosolkonzentration und der Temperaturentwicklung Eiskristalle zu bilden, sodass in diesem Temperaturbereich in der Regel ein Mischzustand von Eis und Flüssigwasser auftritt. Entsprechend dieser Annahme flossen bei der Berechnung des Sättigungsdampfdruckes innerhalb des Übergangsintervalls beide Gleichungen anteilig, entsprechend der absoluten Temperatur, ein. Oberhalb von -12°C beziehungsweise unterhalb von -35°C wurde nur die für die vorliegende Phase gültige Gleichung verwendet. Diese Vorgehensweise impliziert das Vorhandensein sowohl von Flüssigwasser als auch von Eiskristallen, wie es auch durchaus möglich ist. Allerdings musste bei der Berechnung der virtuellen potentiellen Temperatur (Glg. 6.3) aufgrund der unbekannten Mischungsverhältnisse die Annahme gemacht werden, dass Wasser in diesen Phasen instantan ausfällt beziehungsweise nur eine vernachlässigbare Verminderung der Temperaturzuschlages nach sich zieht.

Damit ist die virtuelle potentielle Temperatur jene Temperatur, die ein Luftvolumen haben muss, um sowohl das gleiche Volumen als auch die gleiche Dichte wie feuchte Luft bei gleichem Druck zu besitzen [4]. Zwar ist die virtuelle potentielle Temperatur höchstens wenige Kelvin größer als die potentielle Temperatur, so ist dies aber gerade die Größenordnung von Temperaturdifferenzen, die zwischen der konvektiv aufsteigenden Luft in den *Thermals* und der Umgebungsluft auftreten [65]. Damit kann die Vernachlässigung der Feuchtigkeit bei Stabilitätsbetrachtungen zu falschen Ergebnissen führen [65]. Aufgrund der gering-

geren Dichte von Wasserdampf kann die virtuelle potentielle Temperatur nach Gleichung 6.3 nur größer beziehungsweise im Falle trockener Luft gleich der potentiellen Temperatur sein. Die „Virtualisierung“ überführt die Dichtedifferenz in eine Temperaturdifferenz die zum gleichen zusätzlichen Auftrieb bei trockener Luft führen würde. Damit ist mit der virtuellen potentiellen Temperatur die Berücksichtigung von feuchteabhängigen Dichteschwankungen ohne die Kenntnis der in der Praxis schwer zu messenden Luftdichte möglich.

Nachfolgend sind die mit Gleichung 6.2 und Gleichung 6.3 berechneten Profile der potentiellen und virtuellen potentiellen Temperatur der genannten Tage dargestellt.

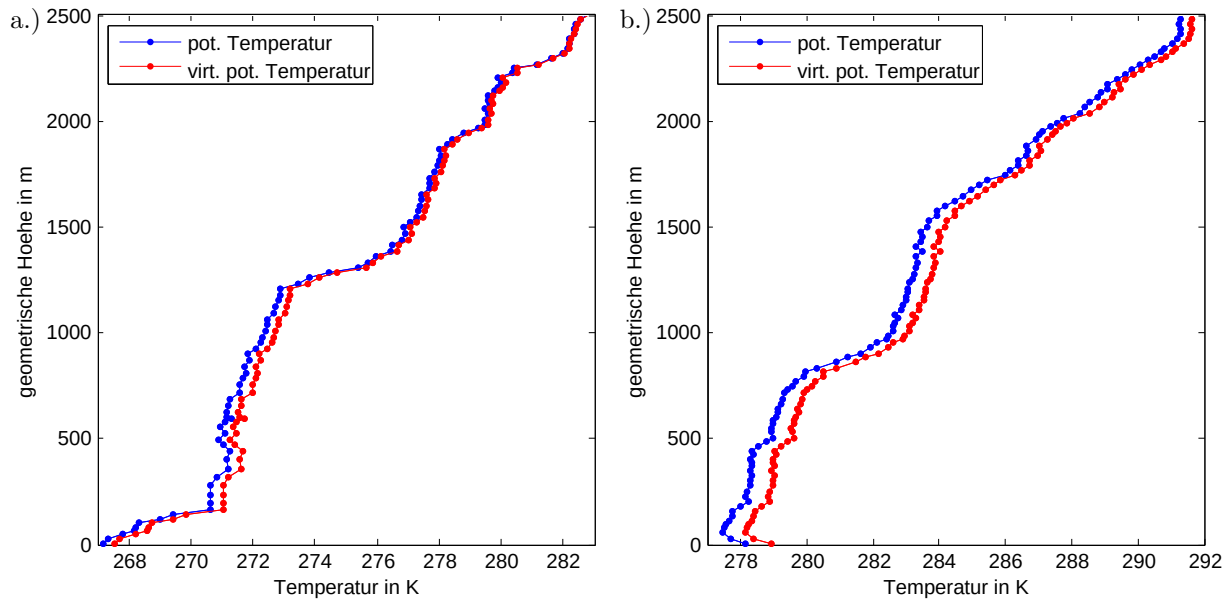


Abbildung 27: a.) Vertikalprofile der potentiellen und virtuellen potentiellen Temperatur vom 01.01.2010 10.51 UTC, b.) Vertikalprofile der potentiellen und virtuellen potentiellen Temperatur vom 24.06.2010 11.04 UTC

Im direkten Vergleich beider Abbildungen ist ein deutlicher Unterschied des Beitrages der Feuchte zur virtuellen potentiellen Temperatur zu erkennen. Zum einen ist der Sättigungsdampfdruck kalter Luft grundsätzlich geringer als der wärmerer Luft, zum anderen findet, wie eingangs bereits erläutert, im Sommer ein erhöhter Transport von Feuchte vom Boden, in Ny-Ålesund hauptsächlich durch Verdunstung, in die Atmosphäre statt (vgl. **6.7 Profile der spezifischen Feuchte** (S. 44)). Dieser additive Feuchtebeitrag wird unter konvektiven Bedingungen turbulent in die Grenzschicht gemischt und vertikal nahezu homogen verteilt. Dieser Prozess führt auch dazu, dass die Luft auch in größeren Höhen im Vergleich zur winterlichen Grenzschicht deutlich feuchter sein kann. Zusätzlich kann die Advektion feuchter Luft einen erheblichen Betrag liefern.

Da die virtuelle potentielle Temperatur bei der Ermittlung der Grenzschichthöhe eine wichtige Rolle spielt, wird im Folgenden auch quantitativ auf die Größenordnung des Feuchtebeitrages und die Fehler bei Abweichungen der Messgrößen in den Vertikalprofilen (siehe Abb. 28 a.) und b.)) eingegangen.

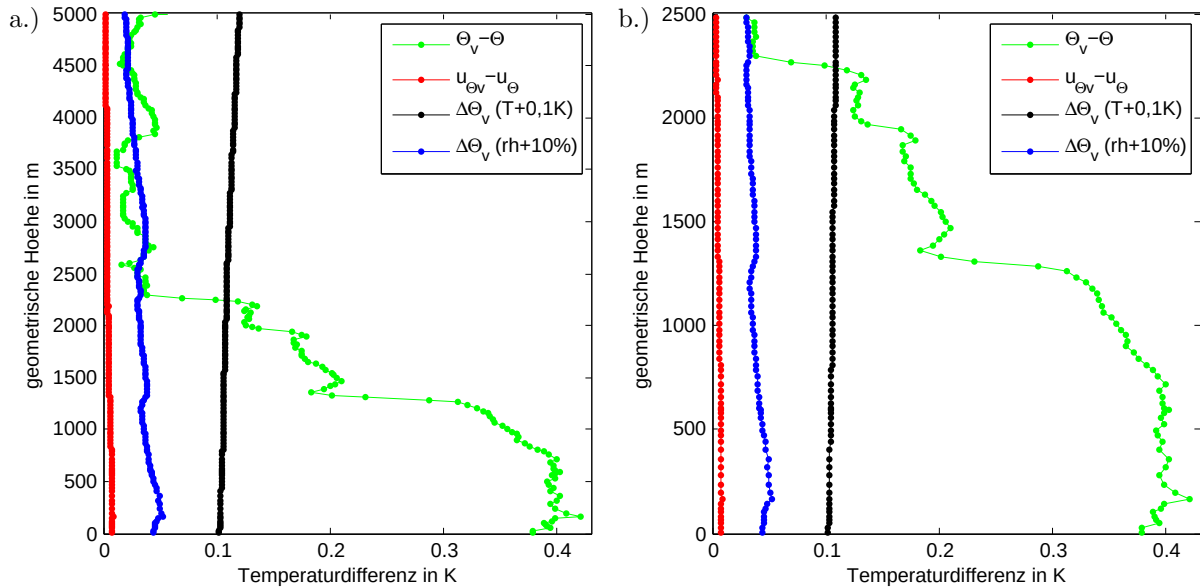


Abbildung 28: Differenzen des potentiellen und des virtuellen potentiellen Temperaturprofils vom 01.01.2010 10.51 UTC bei Abweichungen der Ausgangswerte, a.) bis 5000 m Höhe, b.) bis 2500 m Höhe

Die schwarz und blau gefärbten Profile in Abbildung 28 a.) und b.) entsprechen jeweils dem Vertikalprofil der Differenz der virtuellen potentiellen Temperatur bei einer positiven Änderung der gemessenen Temperatur um 0,1 K (schwarzes Profil) beziehungsweise einer positiven Änderung der relativen Feuchte um 10 % (blaues Profil) zu dem Ausgangsprofil vom 01.01.2010 10.51 UTC (siehe Abb. 27 a.)) einmal im gesamten Untersuchungsbereich bis 5000 m Höhe (Abb. 28 a.)) und in den unteren 2500 m (Abb. 28 b.)). Die in grün dargestellten Profile sind der positive Temperaturzuschlag zur potentiellen Temperatur bei der Umrechnung in die virtuelle potentielle Temperatur entsprechend des Wasserdampfgehaltes der Luft. Dieser Zuschlag reproduziert das in Abbildung 32 a.) dargestellte Profil der spezifischen Feuchte dieser Sondierung. Das rote Vertikalprofil zeigt jeweils die Differenz der Fehlerbalken von potentieller und virtueller potentieller Temperatur die sich aus der linearen Fehlerfortpflanzung (siehe **Anhang** unter **A Lineare Fehlerfortpflanzung** (S. 124)) für die Fehler der Ausgangsgrößen bei der Umrechnung mit Gleichung 6.2 und Gleichung 6.3 ergeben. Bei dieser Berechnung wurde das Auflösungsvermögen von 0,1 K [84] für den Temperatursensor, 1 % [84] für den Feuchtesensor und 0,1 hPa [84] für den Drucksensor der RS-92 Radiosonde genutzt.

Eine positive Temperaturabweichung in der Höhe des Auflösungsvermögens des Temperatursensors der Sonde führt in beiden abgeleiteten Temperaturen (für die potentielle Temperatur nicht dargestellt) zu der gleichen positiven Abweichung von ebenfalls etwa 0,1 K (schwarzes Vertikalprofil). Eine Addition von 10 % zur gemessenen relativen Feuchte führt hingegen nur zu einem etwa halb so großen positiven Beitrag zur virtuellen potentiellen Temperatur. Während der Fehler von 0,1 K in der Temperatur der kleinsten vom Sondenhersteller angegebenen Abweichung entspricht, ist eine Abweichung von 10 % der relativen Feuchte doppelt so groß, wie die Gesamtunsicherheit von 5 % [84] dieser Messung bei der Sondierung. Die Sensitivität der virtuellen potentiellen Temperatur ist somit für Fehler der gemessenen relativen Feuchte deutlich kleiner als für Fehler der gemessenen Temperatur. Entsprechend dieser geringen Sensitivität ist auch der Fehlerbalken der virtuellen potentiellen Temperatur nur geringfügig größer als der Fehlerbalken der potentiellen Temperatur, wie an der Differenz der Fehlerbalken (rote Profile in Abb. 28) zu erkennen ist.

Des Weiteren zeigt sich, dass der virtuelle Temperaturzuschlag (grüne Profile in Abb. 28) für diese Sondierung in der unteren Troposphäre bis etwa 1000 m zirka vier mal größer ist als der Gesamtfehlerbalken der virtuellen potentiellen Temperatur (Summe von rotem und schwarzem Profil - nicht dargestellt). Erst

ab einer Höhe von etwa 2250 m war der Wasserdampfpartialdruck in der Luft so gering, dass der Temperaturzuschlag in der virtuellen potentiellen Temperatur im Rahmen der Messgenauigkeit der Temperatur vernachlässigbar klein wurde.

Da sich dies bereits für einen Wintertag mit einer 2m-Temperatur von $-4,2^{\circ}\text{C}$ ergibt, die nahe dem 11UTC-Mittel aus der Zeitreihe entspricht und die spezifische Feuchte mit steigenden Temperaturen häufig deutlich größere Werte annimmt (vgl. Abb. 32), ist der Beitrag der Feuchte zur virtuellen potentiellen Temperatur nicht vernachlässigbar klein. An diesem Beispiel wird somit deutlich, dass aufgrund der milden Temperaturen der Sättigungsdampfdruck auch dann nicht erreicht wird, wenn die spezifische Feuchte $2,5\text{ g/kg}$ übersteigt. Dadurch ergeben sich positive Beiträge zur virtuellen potentiellen Temperatur, die wie im genannten Beispiel größer als $0,4\text{ K}$ sein können und damit die statische Stabilität der Temperaturschichtung auch im Winter durchaus beeinflussen können. Dies wurde bei der Stabilitätsanalyse (siehe **7 Statische Stabilität der Grenzschicht** (S. 45)) berücksichtigt.

Andere Autoren, wie zum Beispiel [57], fanden unter arktischen Bedingungen Änderungen der spezifischen Feuchte in den ersten 1000 m über dem Boden von $\leq 1\text{ g/kg}$, welche nur zu einem positiven Beitrag von etwa $\leq 0,16\text{ K}$ führten und dadurch vernachlässigbar im Rahmen der Messgenauigkeit der Temperatur wurden. Da in Ny-Ålesund aber oftmals nicht typisch hocharktische Bedingungen mit komplexen vertikalen Feuchteprofilen zu beobachten sind, ist eine Vernachlässigung der Feuchte an diesem Standort, zumindest für die Untersuchung der Grenzschicht, gegebenenfalls kritisch.

6.5 Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit

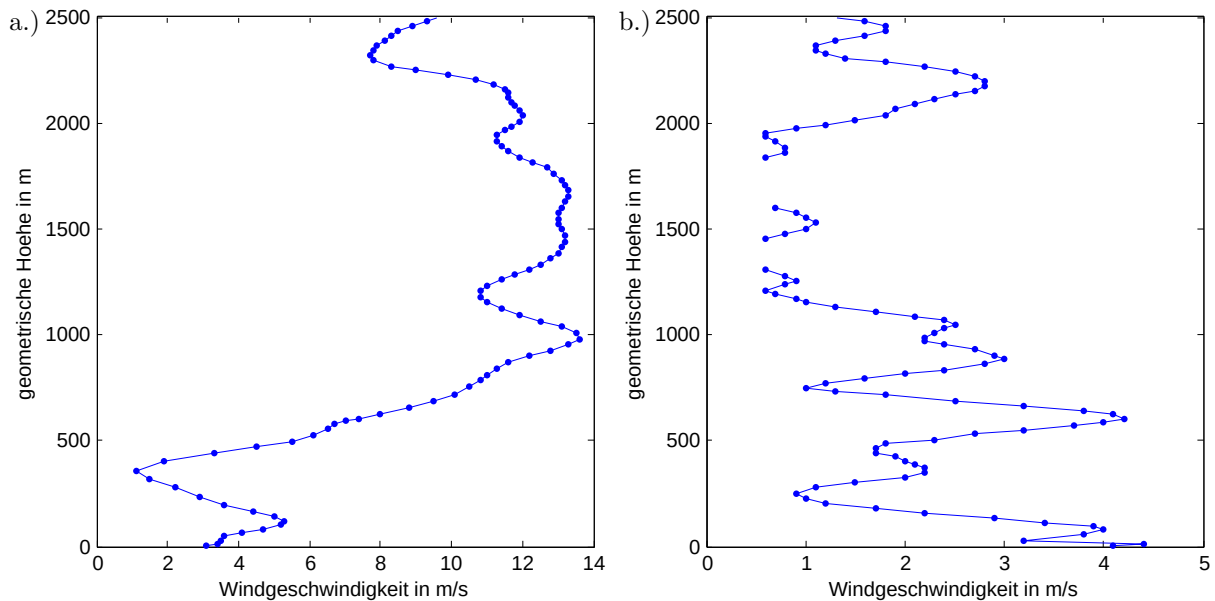


Abbildung 29: a.) Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit vom 01.01.2010 10.51 UTC, b.) Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit vom 24.06.2010 11.04 UTC

Da die synoptische Strömung zum Boden hin lokal stark durch die Orographie sowohl in Richtung als auch Geschwindigkeit bestimmt wird, können sich komplexe Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit (Abb. 29) mit häufigen vertikalen Gradienten (Scherungen) und lokalen Extrema ergeben. Im Profil vom 01.01.2010 10.51 UTC (Abb. 29 a.)) nimmt die Windgeschwindigkeit vom Boden bis $5,3\text{ m/s}$ im ersten Extremum bei 119 m um $2,2\text{ m/s}$ mit der Höhe zu. Von dem Maximum der Windspitze bis zum folgenden Minimum bei etwa 357 m nimmt die Windgeschwindigkeit wieder um $4,2\text{ m/s}$ ab. Dies entspricht nach der hier genutzten Definition einem LLJ (siehe **9.1 S2, S3, S4: LLJ-Höhe** (S. 63)). Oberhalb von 357 m nimmt die Geschwindigkeit dann monoton zu und erreicht bei etwa 976 m ein weiteres lokales Maximum von

13,6 m/s. Mit zunehmender Höhe treten weitere lokale Extrema auf.

Das Profil vom 24.06.2010 11.04 UTC (Abb. 29 b.)) zeigt ebenfalls eine Vielzahl von Windspitzen, wobei die Geschwindigkeit bis 2500 m den 10m-Wert von 4,4 m/s nicht übersteigt. Bei den fehlenden Punkten lag die Windgeschwindigkeit unterhalb von 0,6 m/s, sodass diese im Zuge der Datenaufbereitung entfernt wurden. Hier entspricht die in 606 m auftretende Windspitze einem LLJ entsprechend der verwendeten Definition. Anhand dieser Profile wird deutlich, dass die Identifizierung eines LLJs mit der Bestimmung der zugehörigen Höhe stark von der exakten Definition abhängt und dadurch nahezu willkürlich eine von vielen Windspitzen einem LLJ zugeordnet wird. Inwieweit die ausgewählte Windspitze mit einem bestimmten Grenzschichtprozess im Zusammenhang steht, kann nicht trivial geklärt werden. Für eine weiterführende Diskussion sei auf das Kapitel **9.1 Auswertung der Kriterien für eine stabile Schichtung** unter **S2, S3, S4: LLJ-Höhe** (S. 63) verwiesen.

6.6 Vertikalprofile der Windrichtung

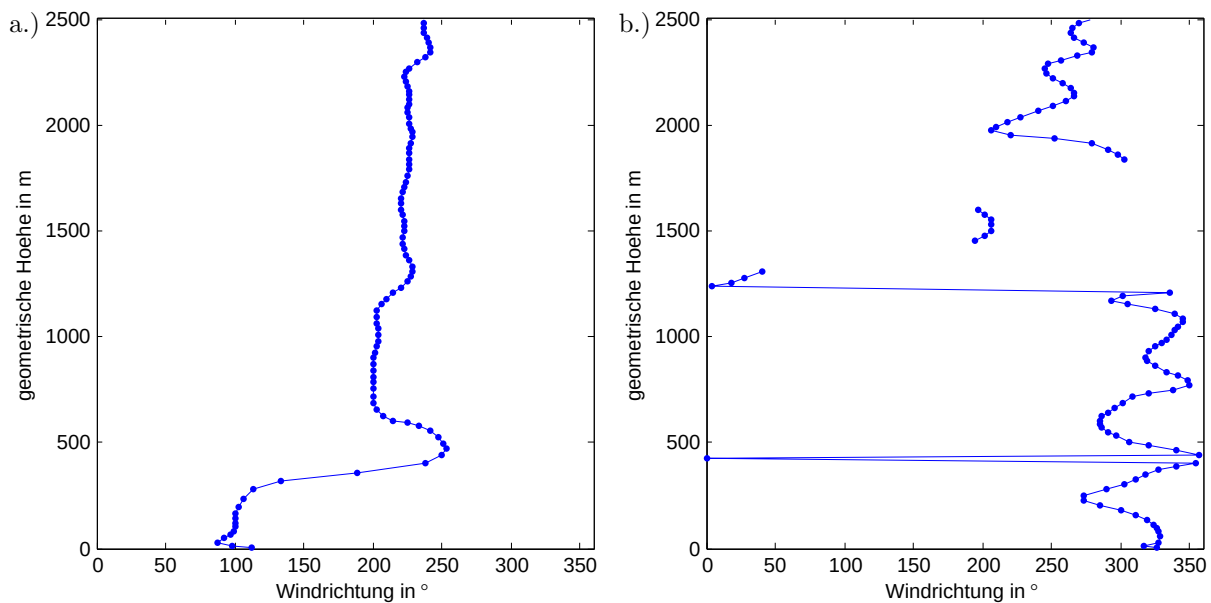


Abbildung 30: a.) Vertikalprofil der Windrichtung vom 01.01.2010 10.51 UTC, b.) Vertikalprofil der Windrichtung vom 24.06.2010 11.04 UTC

Ebenso wie bei den Windgeschwindigkeitsprofilen können auch in den Windrichtungsprofilen eine Vielzahl von Scherungen auftreten. Im vertikalen Windrichtungsprofil vom 01.01.2010 10.51 UTC (Abb. 30 a.)) lag die Maximalscherung im Höhenintervall von 164 m bis 471 m (zirka 307 m Schichtdicke) in der die Windrichtung um 152° im Uhrzeigersinn von der im Winter häufigen Richtung Ost nach West drehte. Im Gegensatz dazu lag die Maximalscherung am 24.06.2010 11.04 UTC (Abb. 30 b.)) um 107° von Nordwest im Uhrzeigersinn über Nord nach Nordost zwischen den Messwerten in 1173 m und 1305 m Höhe (zirka 132 m Schichtdicke). Die Differenz zwischen den Windrichtungen in 1305 m und 1456 m Höhe betrug 151° und war damit größer als die Maximalscherung. Allerdings befand sich aufgrund der zu niedrigen Windgeschwindigkeiten in diesen Höhenintervall kein weiterer Messpunkt, sodass es sich nicht um eine zusammenhängende Scherung handelte. Entsprechend wurden Sprünge der Windrichtung auch nicht als solche behandelt.

Während im Profil vom 01.01.2010 10.51 UTC die auffällige Scherung zum Beispiel aufgrund der Bodenreibung verursacht und damit durchaus ein Indiz für die Grenzschichthöhe sein kann, können die Scherungen vom 24.06.2010 11.04 UTC nicht eindeutig zugeordnet werden. Für eine weiterführende Auswertung der Scherschichten sei auf das Kapitel **9.1 Auswertung der Kriterien für eine stabile Schichtung** unter

S5: Scherung der Windrichtung (S. 67) verwiesen.

6.7 Vertikalprofile der relativen Feuchte

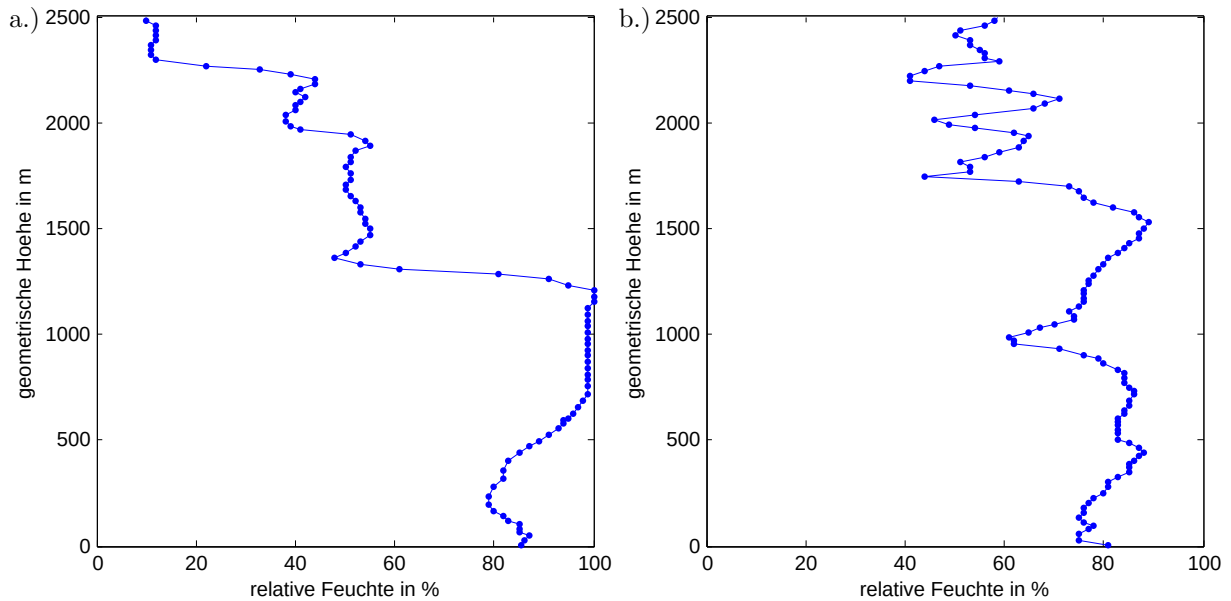


Abbildung 31: a.) Vertikalprofil der relativen Feuchte vom 01.01.2010 10.51 UTC, b.) Vertikalprofil der relativen Feuchte vom 24.06.2010 11.04 UTC

Die relative Feuchte gibt den prozentualen Anteil des Wasserdampfpartialdruckes zum Sättigungsdampfdruck der Luft bei der gegebenen Temperatur (siehe Gl. 6.7) an. Bei einer relativen Feuchte von 100 % ist der Taupunkt, das heißt jene Temperatur bei der Wasserdampf in der Luft zu kondensieren beginnt, erreicht. In diesen Schichten ist folglich die Wolkenbildung zu erwarten. Am 01.01.2010 10.51 UTC (Abb. 31 a.)) betrug die relative Feuchte im Höhenbereich von etwa 719 m bis 1210 m 99 % beziehungsweise 100 % (1 % Auflösungsvermögen des Feuchtesensors der Radiosonde [84]). Das Ceilometer auf dem BSRN-Feld hatte um 10.51 UTC die Wolkenunterkante bei 870 m Höhe gemessen. Ein Merkmal solcher Schichten ist der rapide Abfall der relativen Feuchte an der Wolkenoberkante. Fallen das Höhenintervall dieses Gradienten und das Höhenintervall der LI an einem konvektiven Tag zusammen, handelt es sich gegebenenfalls um die *Capping*-Inversion. Am 01.01.2010 10.51 UTC ist davon auszugehen, dass bereits die SBI am Boden (vgl. Abb. 26 a.)) den vertikalen Austausch unterdrückt.

Das Profil vom 24.06.2010 11.04 UTC (Abb. 31 b.)) zeigt in den unteren 2500 m keine Wasserdampfsättigung, aber einen Gradienten der relativen Feuchte in der Inversionshöhe (vgl. Abb. 26 b.)). Da es sich hierbei um die *Capping*-Inversion handelt ist aber ebenfalls unwahrscheinlich, da schon unterhalb dieser Höhe stabile Schichten auftreten (vgl. Abb. 27 b.)) die das vertikale Aufsteigen eines warmen Luftpaketes aus 2 m Höhe möglicherweise begrenzen.

Profile der spezifischen Feuchte

Aus der relativen Feuchte lässt sich mit den Gleichungen 6.6 bis 6.9 die spezifische Feuchte berechnen. Diese gibt die Masse des Wasserdampfes je Masseneinheit der Luft an und ist ein Maß für den absoluten Wasserdampfgehalt der Luft. Beim Vergleich der Profile der beiden Tage (Abb. 32), fällt der deutlich höhere Wasserdampfgehalt in den unteren 1000 m am 24.06.2010 11.04 UTC auf. Zusätzlich ist ein starker negativer Gradient in Bodennähe in diesem Profil zu erkennen, der sich wie unter Kapitel 2.2

Variabilität (Tagesgang) der planetarischen Grenzschicht (S. 6) erläutert, aufgrund der geringen Vegetation hauptsächlich durch die Verdunstung von Wasser am Boden erklären lässt.

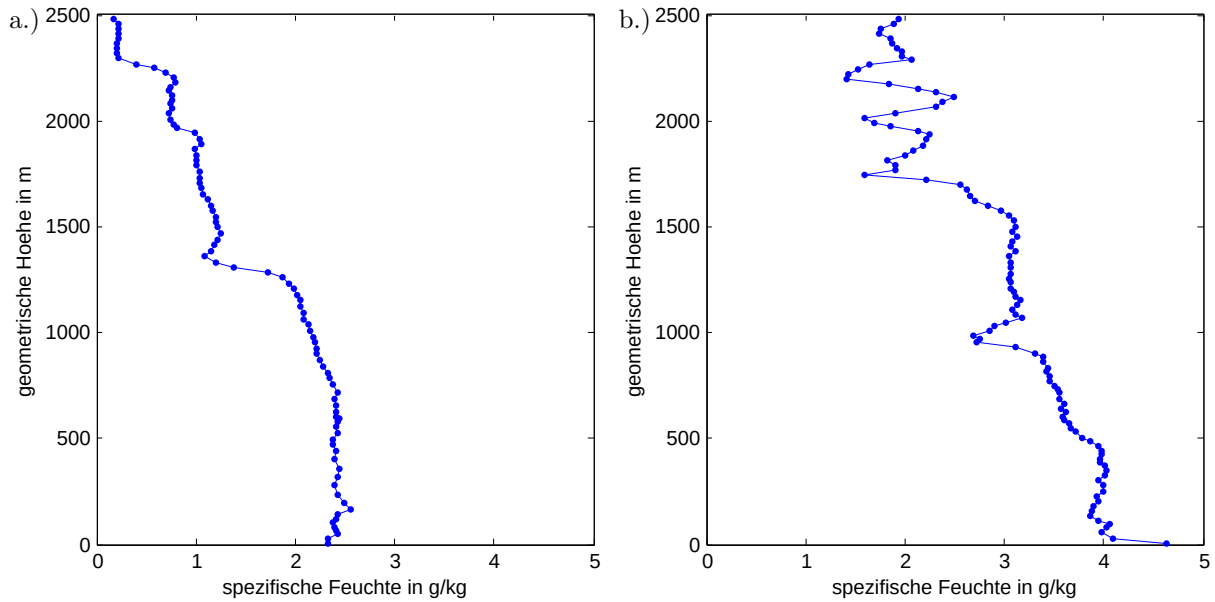


Abbildung 32: a.) Vertikalprofil der spezifischen Feuchte vom 01.01.2010 10.51UTC, b.) Vertikalprofil der spezifischen Feuchte vom 24.06.2010 11.04UTC

Wie anhand der vorangegangenen Ausführungen deutlich wurde, ist die Kenntnis über den Zustand der Grenzschicht (konvektiv, stabil) eine notwendige Voraussetzung für eine korrekte Abschätzung der Grenzschichthöhe, da spezifische Merkmale in den Vertikalprofilen der meteorologischen Messgrößen in Abhängigkeit von diesem Zustand unterschiedliche Ursachen haben. So entspricht beispielsweise eine gehobene Inversion (LI) nicht a priori der *Capping*-Inversion. Aufgrund dessen wurden die 11UTC-Sondierungen zunächst in verschiedene Klassen bezüglich der thermischen Schichtung unterteilt.

7 Statische Stabilität der Grenzschicht

Die Luftschichten der Atmosphäre lassen sich bezüglich der thermischen Schichtung in die Gruppen stabil, neutral und instabil unterteilen. In einer stabilen Schichtung findet kein beziehungsweise nur ein sehr schwacher vertikaler Austausch statt, während in einer instabilen Schichtung weniger dichte Luft unterhalb dichter Luft liegt und dadurch Auftrieb erfährt, der zum Aufsteigen dieser Luft führt. Bei einer neutralen Schichtung tritt gegebenenfalls nur ein kurzzeitiger beziehungsweise sporadischer vertikaler Austausch auf. Da bei dieser Klassifizierung mechanische Turbulenz, das heißt der dynamische Prozess Wind vernachlässigt wird, entspricht diese Einteilung der statischen Stabilität. Die für die Analyse der thermischen Schichtung relevante meteorologische Größe ist das Vertikalprofil der Temperatur. Hierfür wird der trockenadiabatische Temperaturgradient (Glg. 7.1) betrachtet.

$$\Gamma_d = -\frac{g}{c_{p,tL}} \quad (7.1)$$

Hierin ist g die Fallbeschleunigung und $c_{p,tL}$ die spezifische Wärmekapazität trockener Luft. Zur Unterscheidung der drei Schichtungsklassen wird dieser mit dem aus den Messdaten ermittelten vertikalen Temperaturgradienten, wie im Kapitel **6.4 Vertikalprofile der Temperatur** (S. 37) erwähnt, ver-

glichen. Ist der vertikale Gradient der Temperatur größer als der trockenadiabatische Gradient ist die Schichtung stabil. Ist der Gradient kleiner entspricht dies einer instabilen Schichtung. Sind die Gradienten identisch, ist die Schichtung neutral.

Da diese Klassifizierung nur für trockene Luft gültig ist, die Feuchte aber in der Grenzschicht häufig nicht vernachlässigt werden sollte (siehe **6.4 (virtuelle) potentielle Temperaturprofile** (S. 37)), kann durch den zusätzlichen Vergleich des Temperaturgradienten mit dem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten auch die Schichtungsstabilität von feuchter Luft bestimmt werden. Der feuchtadiabatische Temperaturgradient kann mit Gleichung 7.2 [52] berechnet werden.

$$\Gamma_w = - \frac{\left(g + \frac{g \cdot L \cdot q_{sat}}{R_{tL} \cdot T} \right)}{\left(c_{d,tL} + \frac{L \cdot q_{sat}}{e_{sat}} \cdot \frac{de_{sat}}{dT} \right)} \quad (7.2)$$

Hierin ist q_{sat} die spezifische Feuchtigkeit bei Wasserdampfsättigung der Luft. L entspricht der Kondensationsenthalpie, das heißt die bei der Kondensation freiwerdende latente Wärme. Durch diese freiwerdende Wärme wird ein aufsteigendes Luftpaket ab dem Taupunkt erwärmt. Infolgedessen ist der feuchtadiabatische Temperaturgradient vom Betrag her kleiner als der trockenadiabatische Temperaturgradient. Unter Berücksichtigung beider Gradienten lassen sich folgende fünf Gruppen von Temperaturschichtungen unterscheiden.

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dz} &< \Gamma_d && \text{absolut instabil} \\ \frac{dT}{dz} &= \Gamma_d && \text{trocken neutral, trockenindifferent} \\ \Gamma_d &< \frac{dT}{dz} < \Gamma_w && \text{bedingt stabil, feuchtlabil \& trockenstabil} \\ \frac{dT}{dz} &= \Gamma_w && \text{gesättigt neutral, feuchtindifferent} \\ \frac{dT}{dz} &> \Gamma_w && \text{absolut stabil} \end{aligned}$$

Entsprechend dieser Einteilung wird auch in thermodynamischen Diagrammen, wie dem Stüve-Diagramm, die Stabilität der Temperaturschichtung ermittelt.

Diese Klassifizierung konnte anhand der gegebenen Daten jedoch nur teilweise umgesetzt werden. Dies soll im nachfolgenden Beispiel exemplarisch erläutert werden.

Der vertikale Gradient der Temperatur wurde hier durch den zentralen Differenzenquotienten (Glg. 7.4) approximiert. Da dies beim Anfangs- und Endwert eines Vertikalprofils nicht möglich ist, wurden hier der Vorwärts- (Glg. 7.3) beziehungsweise der Rückwärtsdifferenzenquotient (Glg. 7.5) berechnet.

$$\frac{dx_i}{dz_i} = \frac{(x_{i+1} - x_i)}{(z_{i+1} - z_i)} \quad (7.3)$$

$$\frac{dx_i}{dz_i} = \frac{(x_{i+1} - x_{i-1})}{(z_{i+1} - z_{i-1})} \quad (7.4)$$

$$\frac{dx_i}{dz_i} = \frac{(x_i - x_{i-1})}{(z_i - z_{i-1})} \quad (7.5)$$

x_i entspricht dem i -ten Messwert im Vertikalprofil der betrachteten meteorologischen Größe, in diesem Kontext der Temperatur, aus der Höhe z_i . Zur Berücksichtigung des Fehlers der Temperatur und der nachträglich berechneten geometrischen Höhe, wurde für jeden Höhenschritt der resultierende Fehler mittels der linearen Fehlerfortpflanzung (Glg. A.1, siehe **Anhang A Fehler der geometrischen Höhe** (S. 124)) berechnet. Da in Gleichung 7.4 der Nenner etwa doppelt so groß ist wie in den Gleichungen 7.3

und 7.5, ergeben sich für den Gradienten des Anfangs- und Endwertes ebenfalls etwa doppelt so große Fehler wie für den zentralen Differenzenquotienten. Durch die Nutzung von Gleichung 7.4 wird der Gradient der übrigen Werte geringfügig geglättet. Für die Fehlerrechnung der Gradienten wurde ebenfalls das Auflösungsvermögen der Temperatursensoren von 0,1 K [84] genutzt. In den Fehler der geometrischen Höhe (Glg. 4.1 und Glg. 4.3) ging zusätzlich der Fehler des Druckes und der relativen Feuchte ein. Auch hier wurde das Auflösungsvermögen des Drucksensors von 0,1 hPa [84] und des Feuchtesensors von 1 % [84] genutzt.

Für den 24.06.2010 11.04 UTC ergab sich der kleinste Fehler des vertikalen Gradienten der Temperatur in den unteren 2500 m zu $\pm 3,9 \cdot 10^{-3}$ K/m. Der Wert des trockenadiabatischen Temperaturgradienten ergibt sich nach Gleichung 7.1 zu $\Gamma_d = -9,76 \cdot 10^{-3}$ K/m. Der größte nach Gleichung 7.2 für diese Sondierung berechnete feuchtadiabatische Temperaturgradient unterhalb von 2500 m Höhe hatte den Wert $\Gamma_w = -5,86 \cdot 10^{-3}$ K/m. Zur Unterscheidung einer trocken- und feuchtindifferenten Schichtung muss der Fehler des vertikalen Gradienten der Temperatur kleiner sein, als die Differenz zwischen dem trocken- und feuchtadiabatischen Gradienten. Die größte Differenz zwischen diesen Gradienten beträgt für diese Beispielsondierung nur $3,9 \cdot 10^{-3}$ K/m und ist somit nicht größer als der kleinste Fehler des vertikalen Gradienten der Temperatur. Da die Fehler der Gradienten für alle Sondierungen etwa den gleichen Betrag haben, kann bei der gegebenen Auflösung eine trockenindifferente Schichtung nicht von einer feuchtindifferenten Schichtung unterschieden werden. Hierzu wäre eine vertikale Mittelung des Temperaturprofils oder eine alternative Definition des Differenzenquotienten über mehr als drei Höhenschritte, dass heißt über mehr als 50 m mächtige Schichten in der gegebenen 5s-Auflösung, notwendig. Dabei wurde der Fehler des feuchtadiabatischen Temperaturgradienten nicht berücksichtigt.

Aufgrund der voran gegangenen Erläuterungen wurden verschiedene alternative Stabilitätskriterien verwendet, die nachfolgend erläutert werden.

Vertikaler Gradient der Temperatur

Unter Vernachlässigung der Feuchte wird der vertikale Gradient der Temperatur mit dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten wie unter **6.4 Vertikalprofile der Temperatur** (S. 37) beschrieben verglichen. Zur Ermittlung jener Schichten mit einer absolut instabilen Temperaturschichtung, wurde zum Gradienten der Temperatur der Fehler des Gradienten hinzuaddiert. Gradienten in Schichten die nach Addition noch immer kleiner als der trockenadiabatische Temperaturgradient waren, wurden als absolut instabil betrachtet. Temperaturgradienten in Schichten die nach Subtraktion des Fehlers des Temperaturgradienten größer als der trockenadiabatische Gradient waren, wurden als stabil behandelt. Die verbleibenden Fälle entsprachen innerhalb der so definierten Fehlergrenzen einer neutralen Schichtung. Je nach Klassifizierung des bodennächsten Gradienten (Glg. 7.3), das heißt der Stabilität der bodennächsten Temperaturschicht, wurde auch die gesamte Sondierung entsprechend klassifiziert.

Nur bei diesem Stabilitätskriterium war es möglich, die um den 10m-Wert erweiterten Profile zu nutzen, da für die folgenden Kriterien auch der Druck aus 10 m Höhe hätte bekannt sein müssen.

Vertikaler Gradient der potentiellen Temperatur

Der vertikale Gradient der potentiellen Temperatur nimmt definitionsgemäß ausschließlich bei einer instabilen Schichtung trockener Luft negative Werte an. Das heißt im Falle einer trockenindifferenten Temperaturschichtung die gerade dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten folgt, wäre die potentielle Temperatur mit zunehmender Höhe konstant, wie an folgender Beziehung deutlich wird.

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta}{T} \cdot \left(\Gamma_d - \frac{dT}{dz} \right) \quad (7.6)$$

Somit genügt der Gradient bis auf einen positiven Vorfaktor gerade den Eigenschaften der Brunt-Väsälä-Frequenz (Glg. 7.7).

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (7.7)$$

Um den Fehler der Ausgangsgrößen Temperatur und Druck zu berücksichtigen, wurde der resultierende Gesamtfehler ebenfalls mit der linearen Fehlerfortpflanzung (Glg. A.1) ermittelt und in Analogie zum **Vertikalen Gradienten der Temperatur** zum Differenzenquotienten hinzuaddiert beziehungsweise von diesem subtrahiert. Im Unterschied zum Gradienten der Temperatur werden hier keine exakten Werte von Gradienten verglichen, sondern lediglich die entsprechenden Vorzeichen. Ein negatives Vorzeichen entspricht dabei einer instabilen, ein positives Vorzeichen einer stabilen und ein Wert von null einer (trocken-) indifferenten Schichtung. Ein exakt konstantes Profil der potentiellen Temperatur ist bei Messdaten im Allgemeinen nicht zu erwarten. Entsprechend wurden auch hier alle Gradienten, die nach Addition beziehungsweise Subtraktion des Fehlers nicht zugeordnet werden konnten, als neutral behandelt. Auch hier wurde die Sondierung entsprechend der Stabilität der bodennächsten Schicht klassifiziert.

Stabilitätsparameter in isobaren Koordinaten

Da in den bisher genannten Gradientenmethoden der resultierende Fehler durch die Fehler von drei Eingangsgrößen (Druck, Temperatur, relative Feuchte) bestimmt wird, wurde zusätzlich der statische Stabilitätsparameter im isobaren Koordinatensystem genutzt (Gleichung 7.8 [34]).

$$S_p = -\frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dp} \quad (7.8)$$

Hierin ist kein Feuchteinfluss enthalten, wodurch sich kleinere Fehler für den Differenzenquotienten ergeben. Die Stabilitätsdefinition entspricht der Definition der Brunt-Väsälä-Frequenz mit entgegengesetztem Vorzeichen. Entsprechend wurde zur Ermittlung instabiler Schichtungen hier der mit Gleichung A.1) berechnete Fehler subtrahiert beziehungsweise für die Identifizierung stabiler Schichten zum Differenzenquotienten hinzu addiert. Je nach Stabilität der bodennächsten Schicht wurde auch bei diesem Kriterium die Sondierung diesem Schichtungstyp zugeordnet.

Berücksichtigung der Feuchte

Prinzipiell ist eine grobe Abschätzung der Stabilität der Temperaturschichtung mit den bisher erläuterten Kriterien möglich. Allerdings berücksichtigt keines dieser Kriterien die gegebenenfalls nicht vernachlässigbare Verringerung der Dichte der Luft aufgrund des Wasserdampfgehalts. Dieser kann aber durch Verwendung der virtuellen potentiellen Temperatur (siehe **6.4 Vertikalprofile der Temperatur** (S. 37)) indirekt berücksichtigt werden. Entsprechend wurden zusätzlich die Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur in Analogie zu den Gradientenmethoden der potentiellen Temperatur untersucht, wodurch sich zwei weitere Kriterien (Glg. 7.9 und Glg. 7.10) ergeben.

$$N_v^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{d\theta_v}{dz} \quad (7.9)$$

$$S_{pv} = -\frac{T}{\theta_v} \frac{d\theta_v}{dp} \quad (7.10)$$

Berücksichtigung von Subsidenz

Mit allen vorangegangenen Kriterien werden die Sondierungen lediglich entsprechend der bodennächsten Schicht klassifiziert. Die Klassifizierung dieser Schicht wurde anhand der Differenzenquotienten, die innerhalb spezifischer Fehlergrenzen einen Schwellwert über- oder unterschritten beziehungsweise ein entsprechendes Vorzeichen aufwiesen, durchgeführt.

Eine Alternative zu dieser Stabilitätsanalyse und zur Minimierung der Fehlergrenzen ist die Bestimmung jener Höhe, in der sich das Minimum der (virtuellen) potentiellen Temperatur befindet. Ist dabei der Betrag der Temperaturdifferenz in dieser Höhe und dem Bodenwert (2 m) größer als die Summe der aus Gleichung A.1) ermittelten Fehler dieser beiden umgerechneten Messwerte, ist die Schichtung dazwischen instabil, da die (virtuelle) potentielle Temperatur einen negativen Verlauf in dieser Schicht haben muss. Dieses Kriterium genügt damit auch der Stabilitätsdefinition der Brunt-Väsälä- Frequenz, im Gegensatz zum Gradienten der potentiellen Temperatur aber bei, vom Betrag her, beliebig kleinen Gradienten. Diese Analyse wurde ebenfalls sowohl für die potentielle als auch für die virtuelle potentielle Temperatur durchgeführt. Ferner wird mit diesem Kriterium auch die Situation erfasst, in der kühlere Luft über einer stabilen Schicht liegt und damit die Luftschichtung durch das mögliche Absinken (Subsidenz) dieser Luft destabilisiert wird. Mit dieser Methode wurde das Temperaturprofil lediglich auf Instabilität der Schichtung geprüft.

Höhenunabhängige Temperaturdifferenz

Des Weiteren wurde die Differenz zwischen Bodenwert (2 m) und dem erstem Sondenwert im Vertikalprofil der potentiellen und der virtuellen potentiellen Temperatur berechnet und der Betrag der Differenz mit der Summe der ermittelten Fehler, die sich aus Gleichung A.1 für die beiden Werte ergeben, verglichen. Die Stabilität der bodennächsten Schicht wurde dann analog zum **Vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur** ermittelt. Dadurch war eine Stabilitätszuordnung ohne den Einfluss des Fehlers der geometrischen Höhe möglich.

Zwar besitzen alle Stabilitätskriterien für jeden Schichtungstyp paarweise eine große Schnittmenge, dennoch liefert keines identische Ergebnisse zu einem Anderen. Dies liegt nicht nur in den unterschiedlichen Fehlergrenzen begründet, sondern auch an der Nutzung unterschiedlicher physikalischer Größen. Aus diesem Grund wurde aus allen neun genannten alternativen Kriterien ein Gesamtkriterium konstruiert, welches wie folgt definiert wurde:

- instabil:** wenn eines der 7 (+2 für Subsidenz) die Schichtung als instabil identifiziert
- stabil:** wenn alle 7 die bodennahe Schichtung als stabil identifizieren
- neutral:** die verbleibende Komplementärmenge

Nachfolgend ist in Abbildung 33 die relative saisonale Häufigkeitsverteilung bezogen auf die 2785 11UTC-Sondierungen sowie die relative Häufigkeit jeder Schichtung pro Jahr gegeben.

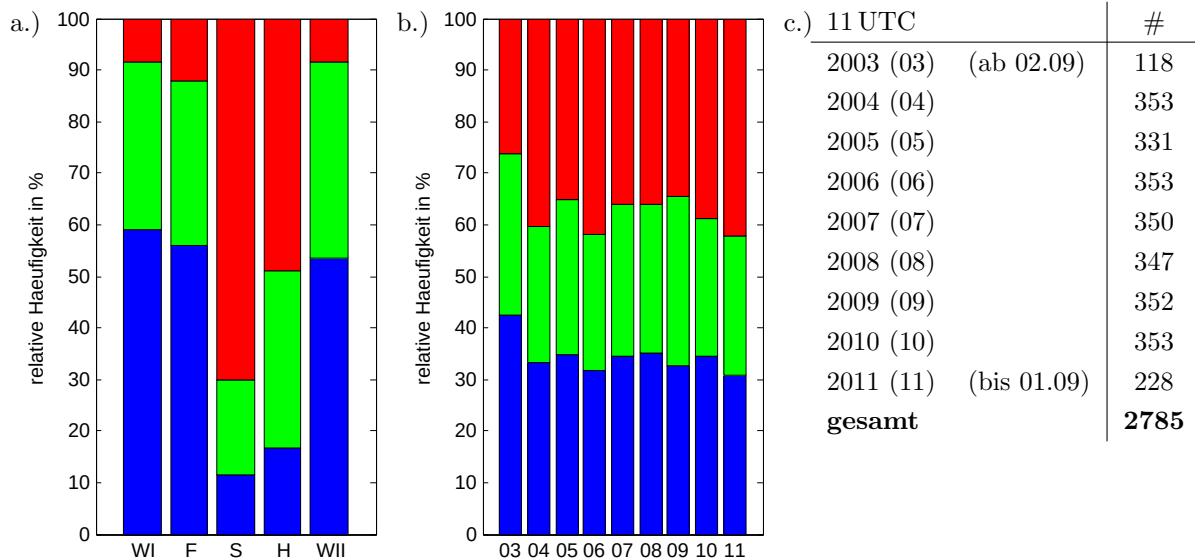


Abbildung 33: a.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der Temperaturschichtungen der 11UTC-Sondierungen in der gesamten Zeitreihe, b.) interannuelle relative Häufigkeitsverteilung der Temperaturschichtungen der 11UTC-Sondierungen, *rot*: instabil, *grün*: neutral, *blau*: stabil, c.) Anzahl der analysierten 11UTC-Sondierungen pro Jahr

Schichtung	Winter I	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter II	gesamt
stabil (blau)	221 (23,4 %)	229 (24,3 %)	117 (12,4 %)	70 (7,4 %)	307 (32,5 %)	944
neutral (grün)	121 (15,1 %)	130 (16,3 %)	183 (22,9 %)	146 (18,3 %)	219 (27,4 %)	799
instabil (rot)	32 (3,1 %)	50 (4,8 %)	705 (67,7 %)	206 (19,8 %)	49 (4,7 %)	1042
Tage je Saison	374	409	1005	422	575	2785

Tabelle 4: relative saisonale Häufigkeit der Schichtungen bezogen auf die absolute Anzahl einer Schichtung

Entsprechend des Jahresgangs der 2m-Temperatur (Abb. 9), das heißt dem häufigeren Auftreten von Temperaturen über dem Gefrierpunkt im Sommer und Herbst, zeigt auch die relative saisonale Häufigkeitsverteilung der Temperaturschichtungen (Abb. 33 a.) eine deutliche Häufung instabiler Tage in diesen Jahreszeiten. In den Wintermonaten und im Frühjahr wurde in 59 % (WI), 53 % (WII) und 56 % (F) der 11UTC-Sondierungen eine stabile Temperaturschichtung gefunden. Im Sommer und Herbst tritt in 70 % beziehungsweise 49 % eine instabile Schichtung auf. Stabile und neutrale Schichtungen wurden im Sommer nur selten in 12 % beziehungsweise 18 % der 11UTC-Sondierungen gefunden.

Bei den Jahren 2003 (03) und 2011 (11) in Abbildung 33 b.) handelt es sich nicht um vollständige Jahresdatensätze, sodass diese statistisch nicht repräsentativ für die interannuelle Variabilität sind. Bei den vollständigen Jahren (2004-2010) zeigt sich in allen drei Schichtungsklassen nur eine geringe Variabilität in der relativen Häufigkeitsverteilung von <10 %.

In Abbildung 33 c.) ist die Absolutanzahl der analysierten 11UTC-Sondierungen für alle Jahre der Zeitreihe tabellarisch zusammengefasst. Zusätzlich wurde die Absolutanzahl der Sondierungen innerhalb der drei Schichtungsklassen je Saison in Tabelle 4 gegeben. Der große Anteil instabiler Tage ergibt sich aus der vergleichsweise „schwachen“ Definition einer instabilen Schichtung gegenüber der strengen Definition einer stabilen Schichtung. Diese Definition wurde aber bewusst so gewählt, da bedingte und absolute Stabilität nicht unterschieden werden.

Für eine stabile und instabile Schichtung finden jeweils verschiedene Methoden zur Ermittlung der Grenzschichthöhe Anwendung, die nachfolgend erläutert werden.

8 Ermittlung der Grenzschichthöhe

Jede meteorologische Messgröße zeigt bezüglich des Grenzschichtzustandes spezifische Eigenschaften die zur Bestimmung der Grenzschichthöhe prinzipiell ausgenutzt werden können. Oftmals bietet es sich dabei an, die gemessenen meteorologischen Größen in andere Größen umzurechnen, um ein praktikableres Kriterium zu erhalten. Des Weiteren werden die Messgrößen durch weitere Randbedingungen wie der Topographie beziehungsweise der Orographie und nicht zuletzt durch die meteorologischen Bedingungen unterschiedlich stark beeinflusst. Somit gibt es kein universelles Kriterium zur Bestimmung der Grenzschichthöhe, sondern eine Vielzahl von Methoden aus der eine Grenzschichthöhenabschätzung hervorgeht. Die Grenzschichthöhe selbst und insbesondere die Höhe der Mischungsschicht in der konvektiven Grenzschicht sind in der Literatur nicht einheitlich definiert [60], wodurch ein Vergleich von Grenzschichthöhen, die durch verschiedene Autoren ermittelt wurden, ohne Kenntnis der Rahmenbedingungen nur bedingt möglich ist.

Eine Vielzahl der bekannten Kriterien zur Bestimmung der Grenzschichthöhe aus Vertikalprofilen meteorologischer Messgrößen gehen auf das **Wangara**-Experiment zurück, welches bis heute zu den wichtigsten Experimenten auf dem Gebiet der Grenzschichtforschung gehört. Das Experiment wurde von Juli bis August 1967 in der australischen Stadt Hay ($34^{\circ} 30' \text{S}$, $144^{\circ} 51' \text{O}$) durchgeführt, bei dem mehr als 5000 Ballon-Aufstiege unter anderem zur Messung der vertikalen Windgeschwindigkeits- und Temperaturprofile, sowie diverse weitere Messungen der Strahlung, der Impuls- und Wärmeflüsse und der bodennahen Temperaturen simultan an verschiedenen Stationen durchgeführt wurden. Zusätzlich wurden für jeden Messtag die synoptischen Bedingungen dokumentiert. Für einen ausführlicheren Überblick über das Experiment sei auf [31] verwiesen.

Der Standort für das **Wangara**-Experiment wurde gezielt ausgewählt und zeichnete sich durch das ebene Gelände, durch die gleichmäßige Vegetation, das Vorkommen aller Wettersituationen [31] sowie durch eine große Entfernung zur Küste aus. Die Kriterien zur Bestimmung der Grenzschichthöhe fanden dann zumeist bei, teilweise zeitlich gemittelten, Vertikalprofilen der Temperatur oder der Windgeschwindigkeit einzelner Tage Anwendung, die unter anderem anhand der synoptischen Bedingungen oder der Stabilität der Temperaturschichtung selektiert wurden (z.B. [77], [56], [44]). Die Bestimmung der Grenzschichthöhe selbst wurde nicht automatisiert durch genaue Analyse der Einzelprofile durchgeführt.

Da die Eigenschaften des Standortes und damit die klimatologischen Bedingungen, die Messtechnik, das heißt insbesondere der Mangel an zeitlicher Auflösung, sowie die vorherrschenden synoptischen Bedingungen in Ny-Ålesund signifikant von den Bedingungen des **Wangara**-Experimentes abweichen, muss zunächst untersucht werden, inwieweit bekannte Kriterien aus diesem Experiment praktikabel für diesen Standort sind.

Neben den Kriterien die sich aus dem **Wangara**-Experiment ergaben, basieren auch nahezu alle übrigen Methoden, bis auf Untersuchungen von Inversionen, auf Daten der mittleren Breiten, sodass auf eine explizite Angabe des bei der Entwicklung zugrunde liegenden Datensatzes nachfolgend verzichtet wird. Ferner werden in dieser Arbeit 2785 11UTC-Sondierungen ungeachtet der synoptischen Bedingungen automatisiert analysiert, da eine Klassifizierung von Tagen mit spezifischen meteorologischen Bedingungen wie Hochdruck- und Tiefdruckwetterlagen für den gesamten Datensatz im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich war.

Um einen möglichst großen Überblick über die für Sondierungsdaten bekannten Kriterien zu schaffen, werden auch redundante Methoden, die sich oftmals aus besagten Umrechnungen oder durch die unabhängige Entwicklung verschiedener Autoren ergaben kurz erläutert. Alle folgenden Kriterien sind somit nicht anhand dieses Datensatzes beziehungsweise im Rahmen dieser Arbeit, sondern über mehrere Jahrzehnte anhand von variierenden Sondierungsdatensätzen durch verschiedene Autoren entwickelt worden.

In Abbildung 34 ist ein tabellarischer Überblick über den Großteil bekannter Methoden zur Bestimmung

der Grenzschichthöhe aus Radiosondierungsdaten gegeben. Bei dieser Tabelle handelt es sich um eine stark modifizierte und erweiterte Variante aus [60].

In den Spalten *stabil* und *instabil* sind die Methoden zur Ermittlung der Grenzschichthöhe bezüglich der in Spalte *Größe* genannten physikalischen Größe zusammen mit der zugehörigen langen und kurzen Referenz gegeben. Die Stabilitätseinteilung bezieht sich auf die thermische Schichtung, die mit der Stabilitätsanalyse (siehe **7 Statische Stabilität der Grenzschicht** (S. 45)) identifiziert beziehungsweise klassifiziert wurde. In der Spalte *Messwerte* sind die benötigten Messwerte aus den Sondierungen genannt, die zur Analyse beziehungsweise zur Ermittlung der in Spalte *Größe* genannten Größe notwendig sind. Hierin ist V die Windgeschwindigkeit, ϕ die Windrichtung, h die Höhe, T die Temperatur, p der Druck und rh die relative Feuchte. Die mit den Rauten gekennzeichneten Spalten enthalten die Kurzreferenz, die nachfolgend bei Verweisen auf das entsprechende Kriterium genutzt wird. In der letzten Spalte *Programm/Fehlerprogramm* sind die erstellten MATLAB-Routinen genannt, mit denen das Kriterium und die zugehörige Fehlerrechnung umgesetzt wurde. Bei Kriterien für die kein Programm zur Ermittlung der Fehlerbalken angegeben wurde, sind die Fehler der Messgrößen schon bei der Höhenabschätzung berücksichtigt worden. Die Farben (*grün*, *gelb* und *rot*) der Felder geben an, inwieweit die Methoden hier umgesetzt wurden. *Grün* entspricht einer dem vorliegenden Datensatz angepassten aber sonst unveränderten Umsetzung, *gelb* einer modifizierten Form und *rot* der Vernachlässigung des Kriteriums. Bei den in *blau* gefärbten Feldern handelt es sich um hier angewendete Erweiterungen der im gleichen Feld genannten Kriterien. Bei Feldern die durch Doppellinien getrennt sind, wurden die Kriterien oberhalb und unterhalb dieser Linie in einem Algorithmus zusammengefasst. Hierzu sei auf die Auswertung der entsprechenden Kriterien im Kapitel **9 Auswertung der Grenzschichthöhen** (S. 60) verweisen. Der *graue* Bereich in Abbildung 34 ist eine tabellarische Zusammenfassung der unter **7 Statische Stabilität der Grenzschicht** (S. 45) erläuterten Stabilitätskriterien.

	Größe	Messwerte	#	stabil	#	instabil	Programme/ Fehlerprogramm
1	Windgeschwindigkeit	V $h(T,p,rh)$	S1	Höhe der Schicht einer signifikanten Scherung Klaugorodskii und Joffe, 1988, [44]	K1	Höhe der Schicht einer signifikanten Scherung Seibert, 1997, [60]	analysewindspeed /
2			S2	Höhe des Minimums der Scherung Coulter, 1990, [18]			searchlet errorsearchlet
3			S3	Höhe des (Nocturnal) Low Level Jet verschiedene Autoren (siehe Erläuterung), z.B. [2]			searchlet errorsearchlet
4			S4	Höhe des Minimums über dem Maximum der Windgeschwindigkeit Businger und Argo, 1974, [14]			searchlet errorsearchlet
5	Windrichtung	ϕ, V $h(T,p,rh)$	S5	Höhe der Schicht einer signifikanten Scherung Klaugorodskii und Joffe, 1988, [44]	K2	Höhe der Schicht einer signifikanten Scherung Seibert, 1997, [60]	analysewindirection
6	Temperatur	T $h(T,p,rh)$	S6	Höhe bei der der vertikale Gradient klein wird Coulter, 1990, [18]			search errorsearchi
7			S7	Höhe einer (bodennahen) Temperaturinversion (SB) No, 1978, [78]			search errorsearchi
8			S8	Höhe der niedrigsten Diskontinuität des vertikalen Gradienten Hanna, 1969, [30]			search errorsearchi
9			S9	exponentielle Höhe einer (bodennahen) Temperaturinversion (SB) Sundin und Seimepel, 1997 [68]			/
10					K3	Höhe bei der der vertikale Gradient kleiner als 80% der Trockenadiabaten wird Garnett, 1981, [77]	/
11					K4	Höhe der niedrigsten Diskontinuität des vertikalen Gradienten Hanna, 1969, [30]	search errorsearchi
12					K5	Höhe der Basis einer stabilen Schicht oder Inversion (LI) Baxter, 1991, [5]	search errorsearchi pbheight
13	potentielle Temperatur	T, p $h(T,p,rh)$	S10	Höhe bei der der vertikale Gradient null wird Seibert, 1997, [60]			/
14			S11	Höhe bei der der vertikale Gradient kleiner als 3,56/km wird Auerd und Maier, 1982, [1]			/
15					K6	niedrigste Höhe in der das Temperaturprofil weniger fällt als die Trockenadiabate Coulter, 1979, [17]	pbheight
16					K7	Höhe des Maximums des vertikalen Gradienten Seidel, 2010, [61]	pbheight
17	virtuelle potentielle Temperatur	T, p, m $h(T,p,rh)$	S12	Höhe einer signifikanten Kühlung Melgarejo und Deardorff, 1974, [56]			pbheight
18			S13	Höhe in der das Vertikalprofil signifikant von einem linearen Verlauf abweicht Wezel, 1982, [77]			/
19			S14	Höhe bei der der vertikale Gradient null wird Erweiterung von S10 (siehe Erläuterung)			pbheight
20					K8	Höhe in der der vertikale Gradient größer null wird Erweiterung von K6 (siehe Erläuterung)	pbheight
21					K9	Höhe aus der Paket Methode Holzworth, 1962, [35]	simpleparcelmethod errorsimpleparcelmethod
22					K10	Höhe des Maximums des vertikalen Gradienten Erweiterung von K7 (siehe Erläuterung)	pbheight
23	relative Feuchte	rh $h(T,p,rh)$			K11	Höhe eines abrupten Abfalls Melas, 1991, [55]	analyserelativehumidity
24					K12	Höhe des Minimums des vertikalen Gradienten Seidel, 2010, [61]	pbheight
25	spezifische Feuchte	T, p, rh $h(T,p,rh)$			K13	Höhe eines abrupten Abfalls Erweiterung von K11 (siehe Erläuterung)	analysspecifichumidity
26					K14	Höhe des Minimums des vertikalen Gradienten Seidel, 2010, [61]	pbheight
27	Bulk-Richardson Zahl	T, p, ϕ, V, m $h(T,p,rh)$	S15	Höhe in der der kritische Wert R_i überschritten wird verschiedene Autoren (siehe Erläuterung), z.B. [29]	K15	Höhe in der der kritische Wert R_i überschritten wird verschiedene Autoren (siehe Erläuterung), z.B. [29]	bulkrichardsonnumber errorb2
A	(m-)Stabilität	$T, h(T,p,rh)$ $h(T,p,rh)$		$dt/dz > f_0$		$dt/dz < f_0$	pbheight /
B	(m-)Stabilität	T, p		$S(\theta) < 0$ (isobare Koordinaten)		$S(\theta) > 0$ (isobare Koordinaten)	pbheight /
C	(m-)Stabilität	T, p, m		$S(\theta) < 0$ (isobare Koordinaten)		$S(\theta) > 0$ (isobare Koordinaten)	pbheight /
D	(m-)Stabilität	T, p $h(T,p,rh)$		$db/dz > 0$ (Brent-Vaisala-Frequenz)		$db/dz < 0$ (Brent-Vaisala-Frequenz)	pbheight /
E	(m-)Stabilität	T, p, m $h(T,p,rh)$		$dbv/dz > 0$ (Brent-Vaisala-Frequenz) modifiziert		$dbv/dz < 0$ (Brent-Vaisala-Frequenz) modifiziert	pbheight /
F	(m-)Stabilität	T, p $h(T,p,rh)$		$\theta(z_2) - \theta(z_1) > 0$		$\theta(z_2) - \theta(z_1) < 0$	pbheight /
G	(m-)Stabilität	T, p, m $h(T,p,rh)$		$\theta(z_2) - \theta(z_1) > 0$		$\theta(z_2) - \theta(z_1) < 0$	pbheight /
H	(m-)Stabilität	T, p $h(T,p,rh)$				Minimum(θ) Subsidenz	pbheight /
I	(m-)Stabilität	T, p, m $h(T,p,rh)$				Minimum(θ_s) Subsidenz	pbheight /

Abbildung 34: Methoden zur Bestimmung der Grenzschichthöhe

8.1 Methoden für eine stabile Grenzschicht

Nachfolgend werden die in Abbildung 34 zusammengefassten Methoden zur Bestimmung der Grenzschichthöhe bei einer stabilen Temperaturschichtung näher erläutert. Die Überschrift gibt die untersuchte Eigenschaft im Vertikalprofil der in Abbildung 34 genannten physikalischen Größe an.

S1: Höhe der Schicht einer signifikanten Scherung

Die Höhe einer signifikanten positiven oder negativen Scherung der Windgeschwindigkeit entspricht der Grenzschichthöhe [44].

Hiermit soll jene Höhe ermittelt werden, bis zu der ein vertikaler Gradient der Windgeschwindigkeit vorliegt. Unter idealen Bedingungen tritt lediglich eine Scherung aufgrund der Bodenreibung auf, sodass diese Höhe dem Übergang zum geostrophischen Wind entspricht (siehe $\overline{M}$ in Abb. 2).

S2: Höhe des Minimums der Scherung

Die Höhe der stabilen Grenzschicht, ist die Höhe in der die Windscherung minimal wird [18].

Dies kann einem lokalen Maximum oder einem lokalen Minimum der Windgeschwindigkeit entsprechen, sodass dieses Kriterium sowohl mit **S1** als auch mit den unter **S3** genannten Methoden zusammenfällt.

S3: Höhe eines (*Nocturnal*) *Low Level Jet*

Mit diesem Kriterium wird die Höhe eines Windgeschwindigkeitsmaximums ermittelt, wobei die exakte Formulierung bei verschiedenen Autoren stark variiert. Nachfolgend sind verschiedene Definitionen kurz erläutert.

In der Umsetzung von [54] wird die Höhe des Maximums des Betrages der Windgeschwindigkeit ermittelt. Dieses Maximum entspricht gegebenenfalls einem LLJ.

Bei [56] wird die Windgeschwindigkeit ähnlich zur Zerlegung in Zonal- und Meridionalwind in die Komponenten parallel zum Bodenwind und links dazu (Nordhalbkugel) zerlegt und das niedrigste Geschwindigkeitsmaximum der Parallelkomponente ermittelt. Diese Windspitze entspricht gegebenenfalls ebenfalls einem LLJ.

Nach [65] entspricht eine Windspitze mit einer um 2 m/s höheren Geschwindigkeit als in den Schichten darüber innerhalb der unteren 1500 m der Troposphäre einem LLJ.

Die Definition eines LLJ nach [2] ist ähnlich zur Definition von [65]. Hier wird neben der Abnahme der Windgeschwindigkeit um 2 m/s oberhalb des Maximums zusätzlich gefordert, dass die Windgeschwindigkeit vom Boden bis zum Maximum der Windspitze ebenfalls um mindestens 2 m/s zunimmt. Ferner wird keine Einschränkung gemacht, in welchem Höhenintervall ein so definierter LLJ auftreten muss.

Mit allen genannten Varianten von diesem Kriterium soll jene Höhe ermittelt werden, in der die Störung der Strömung durch die Bodenreibung endet.

S4: Höhe des Minimums über dem Maximum

Nach [14] wird die Grenzschichthöhe mit dem Kriterium **S3** nach [56] gegebenenfalls unterschätzt und

empfohlen jene Höhe zu ermitteln, in der der Vertikalfluss des Horizontalimpulses $\overline{u'_{sf}w'}$ null wird. Dies entspricht nach [14] dem Geschwindigkeitsminimum über dem Maximum in der zum Bodenwind parallelen Komponente $\overline{u_{sf}}$ der Windgeschwindigkeit.

S5: Höhe der Schicht einer signifikanten Scherung

Die Höhe in der eine signifikante positive oder negative Scherung der Windrichtung auftritt, entspricht der Grenzschichthöhe [44]. Mit diesem Kriterium soll die Höhe der Ekman-Spirale ermittelt werden.

S6: Höhe bei der der vertikale Gradient klein wird

Nach [18] entspricht diese Höhe auch einem lokalen Maximum der Temperatur und damit der Höhe einer SBI (siehe **S7**).

S7: Höhe einer (bodennahen) Temperaturinversion (SBI)

Die Höhe einer bodennahen Inversion wird als Grenzschichthöhe angenommen [78]. Die Höhe des Temperaturmaximums der SBI entspricht einer Abschätzung der Höhe, bis zu der eine Abkühlung der bodennahen Luftschicht durch die Strahlungskühlung vorliegt.

S8: Höhe der niedrigsten Diskontinuität des vertikalen Gradienten

Bei Auftreten einer bodennahen Inversion entspricht dies der Höhe der SBI [30]. Der Begriff „Diskontinuität“ diente dem ursprünglichen Autor lediglich als Oberbegriff für die Änderungen des Gradienten bei Auftreten von Inversionen (vgl. **K4**). Dieses Kriterium ist somit äquivalent zu **S7**.

S9: „exponentielle Höhe“ einer (bodennahen) Temperaturinversion (SBI)

Da beispielsweise SBIs vom Typ 2 (siehe Abb. 7) in eine ausgedehnte isotherme Schicht übergehen können, ergeben sich durch Inklusion beziehungsweise Exklusion dieser Schicht unterschiedliche Höhen für die Grenzschicht. Um dieses Problem zu umgehen, wurde von den Autoren dieses Kriteriums [66] die Nutzung der sogenannten „exponentiellen Höhe“ vorgeschlagen. Diese entspricht jener Höhe, in der die Temperatur vom Boden beginnend dem Temperaturmaximum abzüglich des e -ten Teils (e : Eulersche Zahl) der Inversionstiefe entspricht. Eine so definierte Höhe liegt immer unterhalb der isothermen Schicht und liefert damit eine konsistente Höhenbestimmung für diesen SBI-Typ.

S10: Höhe bei der der vertikale Gradient null wird

Mit diesem Kriterium wird diejenige Höhe ermittelt, in der das Profil der potentiellen Temperatur mit einem positiven Anstieg vom Boden beginnend, in einen trockenindifferenten Verlauf übergeht. In dieser Höhe wird der Gradient der potentiellen Temperatur null. Dieses Kriterium wurde [60] entnommen. Hiermit wird die Höhe der stabilen bodennahen Schicht ermittelt.

S11: Höhe bei der der vertikale Gradient kleiner 3,5 K/km wird

Die Höhe in der der vertikale Gradient der potentiellen Temperatur den bodennahen Wert der Standardatmosphäre um 3,5 K/m übersteigt entspricht der Grenzschichthöhe [1]. Bei diesem Kriterium han-

delt es sich um eine Modifikation des Kriteriums **S7** durch [1]. Motivation hierfür war die Inklusion der schwach stabilen Schichtung oberhalb des Temperaturmaximums einer SBI (vgl. **S9**).

S12: Höhe einer signifikanten Kühlung

Bei der Umsetzung dieses Kriteriums nach [56] liegt eine signifikante Kühlung dann vor, wenn im Profil der virtuellen potentiellen Temperatur ein positiver Gradient vom Boden beginnend auftritt. Der Beginn einer darüber liegenden isothermen Schicht entspricht der Höhe der signifikanten Kühlung (vgl. **S10**). Ein solcher Verlauf der virtuellen potentiellen Temperatur ergibt sich immer dann, wenn der Gradient der virtuellen Temperatur größer als der trockenadiabatische Temperaturgradient ist. Dadurch werden durch dieses Kriterium auch jene schwach stabile Schichten erfasst, die noch keiner Inversion im Profil der absoluten Temperatur entsprechen beziehungsweise oberhalb einer Inversion folgen.

S13: Höhe in der das Vertikalprofil signifikant von einem linearen Verlauf abweicht

Mit dieser Methode wird diejenige Höhe ermittelt, in der das Profil der virtuellen potentiellen Temperatur vom Boden ausgehend signifikant von einer linearen Funktion mit einem nicht verschwindenden positiven Anstieg abweicht [77]. Auch mit dieser Methode soll die Reichweite der Strahlungskühlung ermittelt werden (vgl. **S12**).

S14: Höhe bei der der vertikale Gradient null wird

Hierbei handelt es sich um eine in dieser Arbeit erweiterten Form von **S10**.

S15: Höhe in der der kritische Wert Ri_c überschritten wird

Bei der *Bulk*-Richardson-Zahl handelt es sich um einen dimensionslosen Parameter bei dem sowohl die thermische Produktion beziehungsweise Unterdrückung als auch die mechanische Produktion von Turbulenz berücksichtigt wird. Dieses Kriterium besitzt somit eine Sonderstellung, da hier nicht nur die statische Stabilität, sondern auch die durch Wind (-scherung) hervorgerufene Turbulenz eingeht. Entsprechend ist diese Methode im Gegensatz zu den bisher erläuterten Methoden, ein Kriterium zur Bestimmung der Höhe ab der die untere Troposphäre dynamisch stabil wird.

Da diese Methode sehr häufig sowohl für Modelldaten als auch für Messdaten genutzt wird, existiert eine Vielzahl an modifizierten Definitionsgleichungen und entsprechenden kritischen Werten. Grundsätzlich handelt es sich bei der *Bulk*-Richardson-Zahl immer um die aus der Fluss-Richardson-Zahl abgeleiteten Gradienten-Richardson-Zahl, in der die Gradienten durch Differenzenquotienten approximiert werden. Die Differenzenquotienten werden dann entsprechend der Anwendung zwischen den Modell-Niveaus oder zwischen den Intervallen der Messdaten gebildet. Erreicht die *Bulk*-Richardson-Zahl in einem Niveau oder Intervall ihren zuvor definierten kritischen Wert, entspricht die zugeordnete Höhe der Grenzschichthöhenabschätzung, da ab dieser Höhe die Schichtung sowohl thermisch als mechanisch stabil ist. Dynamisch instabile Schichten, die dieser stabilen Schichtung mit zunehmender Höhe möglicherweise folgen, werden nicht berücksichtigt.

Der kritische Wert hängt sensibel von unterschiedlichen Faktoren ab. Zum einen ist der häufig genutzte Literaturwert von 0,25 streng genommen nur für „echte“ Gradienten (bezogen auf Glg. 8.7) gültig [65], zum anderen existiert in der Atmosphäre eine Hysterese bezüglich Turbulenz [65], wodurch in Abhängigkeit vom Grenzschichtzustand eine Über- oder Unterschätzung der Grenzschichthöhe bei Nutzung konstanter kritischer Werte auftreten kann. Des Weiteren zeigt sich, dass der kritische Wert bei der Anwendung auf

Messdaten orts- und tageszeitabhängig sein kann [36].

Aus den genannten Gründen sind hier acht verschiedene Formulierungen zum Vergleich untersucht worden. Nachfolgend sind die Definitionsgleichungen gegeben:

Nach [39] mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 1$;

$$Ri(z_{i+1}) = \left(\frac{g}{T(z_s)} \right) \frac{(\theta(z_{i+2}) - \theta(z_i))(z_{i+2} - z_i)}{(V(z_{i+2}) - V(z_i))^2} \quad (8.1)$$

Hierin ist g die Gravitationsbeschleunigung, T die absolute Temperatur, θ die potentielle Temperatur, V die Windgeschwindigkeit, z_i die Höhe des i -ten Messwertes und z_s die Höhe des Bodenmesswertes (2 m).

Nach [29] mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 0,25$;

$$Ri(z_i) = \left(\frac{g}{\theta_v(z_s)} \right) \frac{(\theta_v(z_i) - \theta_v(z_s))z_i}{u^2(z_i) + v^2(z_i)} \quad (8.2)$$

θ_v entspricht der virtuellen potentiellen Temperatur, u und v der horizontalen Windgeschwindigkeitskomponenten.

Nach [69] mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 0,22$;

$$Ri(z_i) = \left(\frac{g}{\bar{\theta}} \right) \frac{(\theta(z_i) - \theta(z_s))z_i}{V^2(z_i)} \quad (8.3)$$

$\bar{\theta}$ ist hierbei die mittlere potentielle Temperatur in der Schicht $z_i - z_s$.

Nach [2] mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 0,4$;

$$Ri(z_i) = \left(\frac{g}{\theta(z_i)} \right) \frac{(\theta(z_i) - \theta(z_s))z_i}{V^2(z_i)} \quad (8.4)$$

Nach [36] mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 0,1$;

$$Ri(z_i) = \left(\frac{g}{\bar{\theta}} \right) \frac{(\theta(z_{i+1}) - \theta(z_s))(z_{i+1} - z_i)}{(u(z_{i+1}) - u(z_s))^2 + (v(z_{i+1}) - v(z_s))^2} \quad (8.5)$$

Nach [72] mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 0,25$;

$$Ri(z_i) = \left(\frac{g}{\bar{T}_v} \right) \frac{(\theta_v(z_{i+1}) - \theta_v(z_i))(z_{i+1} - z_i)}{(u(z_{i+1}) - u(z_i))^2 + (v(z_{i+1}) - v(z_i))^2} \quad (8.6)$$

$\bar{T}_v$ ist die mittlere virtuelle Temperatur in der Schicht $z_i - z_s$.

Nach [65] mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 0,25$;

$$Ri(z_i) = \left(\frac{g}{\theta_v(z_i)} \right) \frac{(\theta_v(z_{i+1}) - \theta_v(z_i))(z_{i+1} - z_i)}{(u(z_{i+1}) - u(z_i))^2 + (v(z_{i+1}) - v(z_i))^2} \quad (8.7)$$

Nach [51]⁷ mit dem kritischen Wert von $Ri_c = 0,21$;

$$Ri(z_i) = \left(\frac{g}{\theta(z_i)} \right) \frac{(\theta(z_i) - \theta(z_s))(z_i - z_s)}{u(z_i)^2 + v(z_i)^2} \quad (8.8)$$

Die *Bulk*-Richardson-Zahl berücksichtigt gleichzeitig die beiden wichtigsten physikalischen Prozesse, hängt aber auch am empfindlichsten von weiteren Randbedingungen wie der mathematischen Formulierung, dem kritischen Wert und sowohl von der vertikalen Auflösung als auch der Genauigkeit der zugrunde liegenden Datensätze ab. Ein Vergleich der einzelnen Gleichungen ist im Kapitel **10.1 Vergleich der Höhen für verschiedene mathematische Formulierungen der Bulk-Richardson-Zahl** (S. 105) gegeben

8.2 Methoden für eine instabile (konvektive) Grenzschicht

Analog zur Grenzschichthöhenbestimmung für eine stabile Schichtung, wurden nachfolgende Kriterien für jene Datensätze genutzt, die mittels der Stabilitätsanalyse als instabil klassifiziert wurden.

K1: Höhe einer signifikanten Scherung

Siehe **S1**.

K2: Höhe einer signifikanten Scherung

Siehe **S5**

K3: Höhe bei der der vertikale Gradient größer als 80 % des trockenadiabatischen Gradienten wird

Die Mischungsschichthöhe ist jene Höhe, bei der der Gradient der Temperatur weniger negativ als 80% des trockenadiabatischen Temperaturgradienten wird. Damit werden kleine positive Anstiege der potentiellen Temperatur von zirka 2 K/km innerhalb der Grenzschicht zugelassen [27]. Mit diesem Kriterium wird die Höhe der *Capping*-Inversion ermittelt.

K4: Höhe der niedrigsten Diskontinuität des vertikalen Gradienten

Analog zu **S8** ist auch hier unter einer Diskontinuität der Vorzeichenwechsel des Gradienten der Temperatur zu verstehen. Allerdings ist hier der positive Anstieg der Temperatur (falls vorhanden) an der Basis der *Capping*-Inversion gemeint [30].

K5: Höhe der Basis einer stabilen Schicht (LI)

Die Basis einer gehobenen Inversion (LI) oder einer stabilen Schicht entspricht der Grenzschichthöhe [5]. Mit dieser Methode soll die Basishöhe der *Capping*-Inversion bestimmt werden.

⁷im Nenner der Gleichung 8.8 wurde hier abweichend von der Quelle aus Plausibilitätsgründen die Subtraktion durch die Addition ersetzt

K6: niedrigste Höhe in der das Temperaturprofil weniger fällt als die Trockenadiabate

Die Grenzschichthöhe entspricht hier der Höhe, bei der die Temperatur zum erstem mal weniger als trockenadiabatisch mit der Höhe sinkt [17]. Dies entspricht einem positiven Anstieg der potentiellen Temperatur. Mit dieser Methode wird ebenfalls die Basis der *Capping*-Inversion bestimmt.

K7: Höhe des Maximums des vertikalen Gradienten

Die Höhe des Maximums des vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur wird als Grenzschichthöhe angenommen [61]. Unter der Annahme, dass der maximale Gradient in der *Capping*-Inversion auftritt, wird auch hier die Höhe der *Capping*-Inversion ermittelt.

K8: Höhe in der der vertikale Gradient größer null wird

Hierbei handelt es sich um eine in dieser Arbeit auf das Vertikalprofil der virtuellen potentiellen Temperatur erweiterten Form von **K6**.

K9: Höhe aus der Paket-Methode

Unter Vernachlässigung mechanischer Turbulenz, Advektion und Subsidenz wird hier angenommen, dass ausschließlich die Maximalbodentemperatur und die vertikale Temperaturschichtung die maximale Mischungshöhe eines Tages bestimmen. Die Höhe des Schnittpunktes der von der Maximalbodentemperatur ausgehenden Trockenadiabaten mit dem virtuellen potentiellen Temperaturprofil entspricht der maximalen Mischungshöhe eines Tages [35]. Die ermittelte Höhe entspricht somit der theoretischen Maximalhöhe, bis zu der ein Luftpaket vom Boden mit der gegebenen Bodentemperatur (hier 2 m) konvektiv aufsteigen kann.

K10: Höhe des Maximums des vertikalen Gradienten

Dies entspricht der Erweiterung des Kriteriums **K7** auf das Profil der virtuellen potentiellen Temperatur.

K11: Höhe eines abrupten Abfalls

In einigen Fällen ist die *Capping*-Inversion am oberen Ende der Grenzschicht nur schwach ausgeprägt. Da aber die relative Feuchte auch bei solch schwachen Inversionen häufig einen Abfall mit der Höhe zeigt, kann auch diese Eigenschaft des Vertikalprofils der relativen Feuchte zur Abschätzung der Grenzschichthöhe genutzt werden [55].

K12: Höhe des Minimums des vertikalen Gradienten

Das Minimum des vertikalen Gradienten, das heißt der größte Abfall der relativen Feuchte wird, als Grenzschichthöhe angenommen [61]. Unter der Annahme, dass der größte Abfall nahe der *Capping*-Inversion auftritt, entspricht dies einer alternativen Formulierung von **K11**.

K13: Höhe eines abrupten Abfalls

Hierbei handelt es sich um die in dieser Arbeit durchgeführte Erweiterung des Kriteriums **K11** auf das Vertikalprofil der spezifischen Feuchte.

K14: Höhe des Minimums des vertikalen Gradienten

Analog zur Methode **K12** wird hier die Höhe des Minimums des vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte als Grenzschichthöhe angenommen [61]. Unter der Annahme, dass dieser Gradient am oberen Ende der Mischschicht auftritt, wird hier jene Höhe ermittelt bis zu der eine quasi-homogene Durchmischung der Feuchte vorliegt.

K15: Höhe in der der kritische Wert Ri_c überschritten wird

Für instabile Bedingungen werden neben den unter **S15** genannten Gleichungen, mitunter zwei Erweiterungen dieser Formulierungen verwendet.

In der ersten Erweiterung nach [71] findet die durch die Bodenreibung verursachte Turbulenz unter neutralen Bedingungen Berücksichtigung, da die *Bulk*-Richardson-Zahl gegebenenfalls unterschätzt wird. Unter konvektiven Bedingungen sind die *Thermals* diejenigen turbulenten Bewegungen (*Eddies*), die die meiste Energie transportieren [68]. Da die *Bulk*-Richardson-Zahl empfindlich von der bodennahen Temperatur abhängt, wird diese durch eine Abschätzung der *Thermal*-Temperatur im untersten Teil der Grenzschicht ersetzt. Bei dieser Modifikation nach [68] wird hierzu eine zum virtuellen kinematischen Wärmefluss $\overline{w'\theta'_v}$ am Boden proportionale *Excess*-Temperatur zur bodennahen Temperatur hinzuaddiert.

Sowohl die Bodenreibung als auch der virtuelle kinematische Wärmefluss sind in der Praxis mit Radiosondierungen nicht messbar und werden zumeist in Modellen, wie beispielsweise dem ECMWF-Modell, parametrisiert. Aus diesem Grund wurde hier auf die Verwendung dieser Verallgemeinerungen verzichtet. Wird in den unter **S15** genannten Gleichungen der kritische Wert der *Bulk*-Richardson-Zahl auf 0 gesetzt und die Windgeschwindigkeit vernachlässigt, so ergibt sich gerade die unter **K9** erläuterte Paketmethode. Somit ist die *Bulk*-Richardson-Zahl-Methode in Fällen mit einer ausgeprägten Konvektion und geringen Windgeschwindigkeiten mit der Paketmethode nahezu äquivalent. Dadurch ergeben sich ähnliche Ergebnisse für diese beiden Kriterien [60]. Hierfür sei auf das Kapitel **9.2 Auswertung der Kriterien für eine instabile Schichtung** (S. 80) verwiesen.

9 Auswertung der Grenzschichthöhen

Aufgrund der Redundanz einiger Methoden wurden solche nur durch eine programmtechnische Routine realisiert. Eine detailliertere Beschreibung der wichtigsten in MATLAB erstellten Routinen ist im **Anhang** unter **C Programme** (S. 133) gegeben, sodass diese nachfolgend nur für eine Zuordnung genannt werden. In diesem Kapitel wird auch die Berechnung des mehrfach angegebenen linearen Korrelationskoeffizienten erläutert, der mit einer MATLAB-internen Routine berechnet wurde. Nachfolgend werden die Ergebnisse der Routinen vorgestellt.

9.1 Auswertung der Kriterien für eine stabile Schichtung

Nachfolgend werden die Ergebnisse der in Abbildung 34 aufgelisteten Kriterien in der hier umgesetzten Form für eine stabile Schichtung vorgestellt. Alle Vertikalprofile wurden nur bis zu einer Höhe von 5000 m ausgewertet, da Grenzschichtprozesse nur in der unteren Troposphäre auftreten.

S1: Scherung der Windgeschwindigkeit

Da der Begriff „signifikante“ Scherung keine quantitative Aussage über die Geschwindigkeitsänderung innerhalb einer Scherschicht macht, wurde zunächst die Schicht mit der maximalen Windgeschwindigkeitsänderung in allen 11UTC-Sondierung mit dem Programm *analysewindspeed* ermittelt. Diese Maximalscherungen geben zunächst Aufschluss darüber, welche Größenordnungen der Geschwindigkeitsänderungen zu beobachten sind und in welchen Höhen diese auftreten. Innerhalb dieser Schichten wurden ausschließlich streng monotone vertikale Gradienten zugelassen. Hinsichtlich der vertikalen Ausdehnung der Schicht oder dem Betrag der Änderung innerhalb dieser Schicht wurden keinerlei Einschränkungen gemacht. Hierfür wurden die um den 10m-Wert erweiterten Windgeschwindigkeitsprofile genutzt. In Abbildung 35 ist die Höhe, bis zu der die entsprechende Maximalscherung reichte, der jeweiligen 11UTC-Sondierung abgetragen. Für 23 Vertikalprofile war diese Analyse aufgrund von Fehlern in den Windgeschwindigkeitsprofilen nicht möglich.

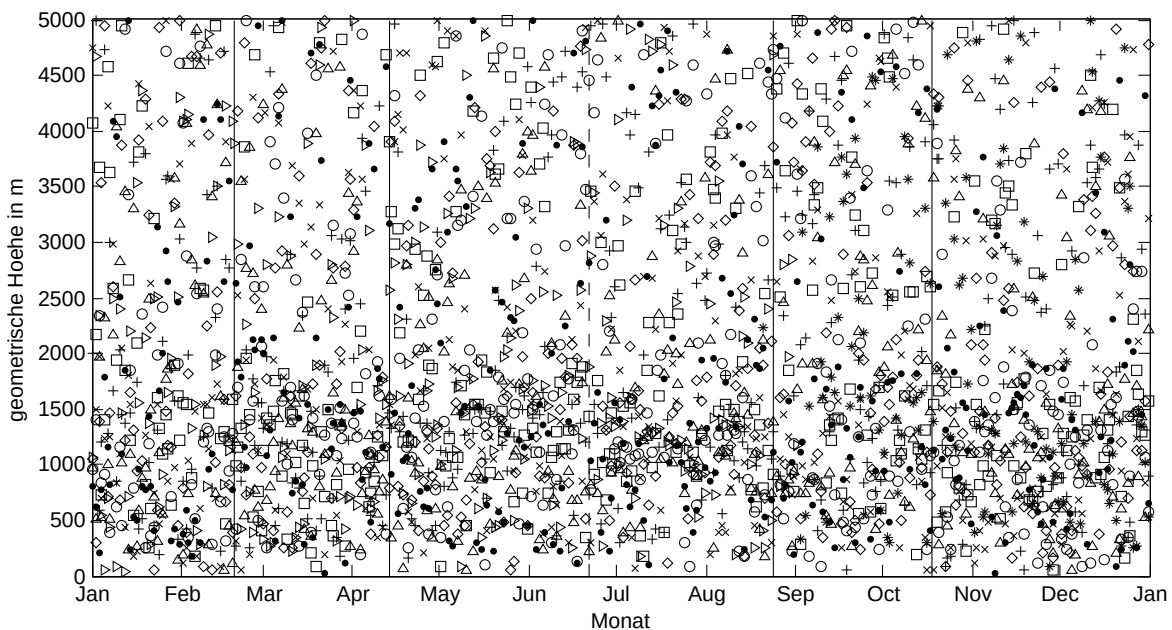


Abbildung 35: Höhen (oberes Ende) der Schichten mit der maximalen Windgeschwindigkeitsänderung der 11UTC-Sondierungen, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

Aus Abbildung 35 wird deutlich, dass die maximale streng monotone Geschwindigkeitsänderung in den ausgewerteten Datensätzen grundsätzlich in jeder Höhe vorliegen kann, aber deutlich häufiger unterhalb von 1500 m endet. Diese starke Streuung über den gesamten Höhenbereich deutet darauf hin, dass Scherungen in der Größenordnung der Maximalscherungen nicht nur in der Grenzschicht auftreten. Solche Scherungen werden somit nicht nur durch Grenzschichtprozesse hervorgerufen. Da kein ausgeprägter Jahresgang in der Höhenverteilung zu erkennen ist, werden die vertikalen Gradienten nicht beziehungsweise nur geringfügig durch den thermischen Zustand der Grenzschicht beeinflusst. Für einen quantitativen Überblick über die Größenordnung der Geschwindigkeitsänderung, wurden die Beträge der Änderung in acht Intervalle entsprechend Tabelle 5 unterteilt und die relative Häufigkeit bezogen auf die Gesamtanzahl von 2762 intakten Windgeschwindigkeitsprofilen in Abbildung 36 a.) gegeben.

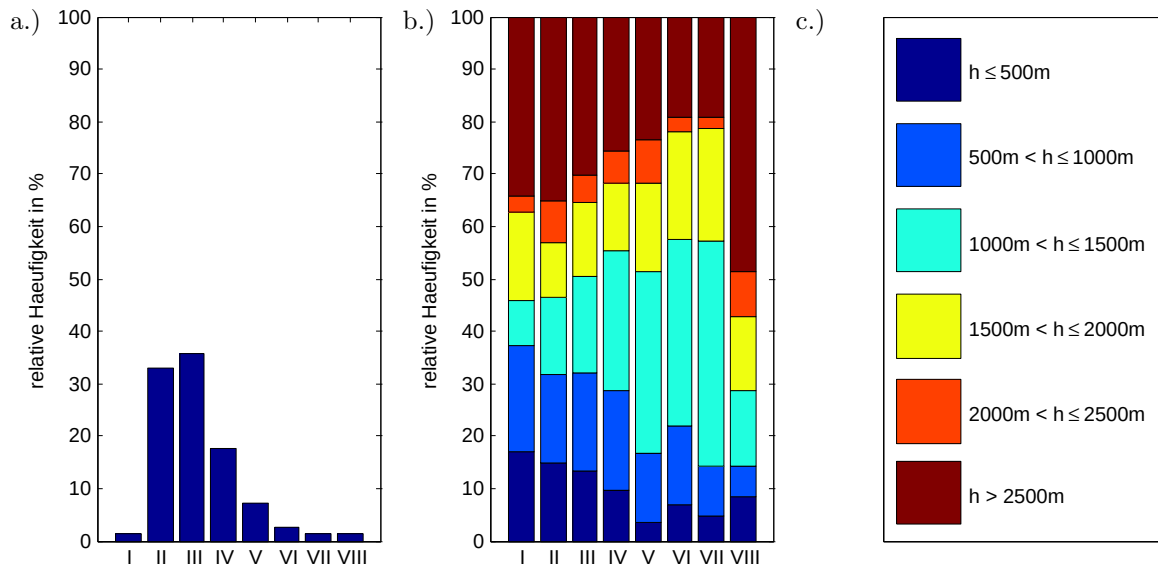


Abbildung 36: a.) relative Häufigkeit von Änderungen der Windgeschwindigkeit spezifischer Größenordnung (siehe Tabelle 5) der 11UTC-Sondierungen, b.) relative Häufigkeitsverteilung von Windgeschwindigkeitsänderungen spezifischer Größenordnung in spezifizierten Höhenintervallen der 11UTC-Sondierungen, c.) Legende zu b.)

Ziffer	Änderung $ \Delta V $
I	$ \Delta V \leq 2,5 \text{ m/s}$
II	$2,5 \text{ m/s} < \Delta V \leq 5,0 \text{ m/s}$
III	$5,0 \text{ m/s} < \Delta V \leq 7,5 \text{ m/s}$
IV	$7,5 \text{ m/s} < \Delta V \leq 10,0 \text{ m/s}$
V	$10,0 \text{ m/s} < \Delta V \leq 12,5 \text{ m/s}$
VI	$12,5 \text{ m/s} < \Delta V \leq 15,0 \text{ m/s}$
VII	$15,0 \text{ m/s} < \Delta V \leq 17,5 \text{ m/s}$
VIII	$ \Delta V > 17,5 \text{ m/s}$

Tabelle 5: Intervalle der Windgeschwindigkeitsänderungen

Bei der Mehrheit von 68 % der Scherungen, liegt der Betrag der Geschwindigkeitsänderungen zwischen 2,5 m/s und 7,5 m/s, wobei das 75%-Quantil der Beträge 8,1 m/s beträgt. Geschwindigkeitsänderungen von mehr als $\pm 10,0 \text{ m/s}$ sind mit einer relativen Häufigkeit von 12% selten beziehungsweise treten nicht sehr häufig zusammenhängend im streng monotonen Sinne auf.

In Abbildung 36 b.) ist die relative Höhenverteilung (oberes Ende) der in Tabelle 5 definierten Geschwindigkeitsintervalle gegeben. Hier zeigt sich, dass mit zunehmenden Betrag der Geschwindigkeitsänderung in der Scherschicht, diese häufiger im Höhenintervall von 1000 m bis 2000 m enden. Die Ausnahme sind die ohnehin seltenen Geschwindigkeitsänderungen von mehr als 17,5 m/s. Diese treten im gesamten Höhenbereich etwa gleich häufig auf. Nachfolgend sind das 75%- und 50%-Quantil der Höhe in der die maximale Scherung endete gegeben.

2762 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken
75%-Quantil	2885	\	\
50%-Quantil	1493	\	\

Tabelle 6: Quantile der Höhe (oberes Ende) der maximalen Windgeschwindigkeitsänderung der 11UTC-Sondierungen

Auf eine Fehlerberechnung wurde hier verzichtet. Hierzu sei auf die Fehlerbetrachtung im **Anhang** unter **A Fehlerbetrachtung für Schichten mit streng monotonen Gradienten und Maximalgradienten** (S. 133) verwiesen.

In Abbildung 37 ist die Schichtdicke, das heißt die Höhendifferenz zwischen dem Beginn und dem Ende der Geschwindigkeitsänderungen, gegen die Geschwindigkeitsänderung selbst unter Berücksichtigung des Vorzeichens gegeben.

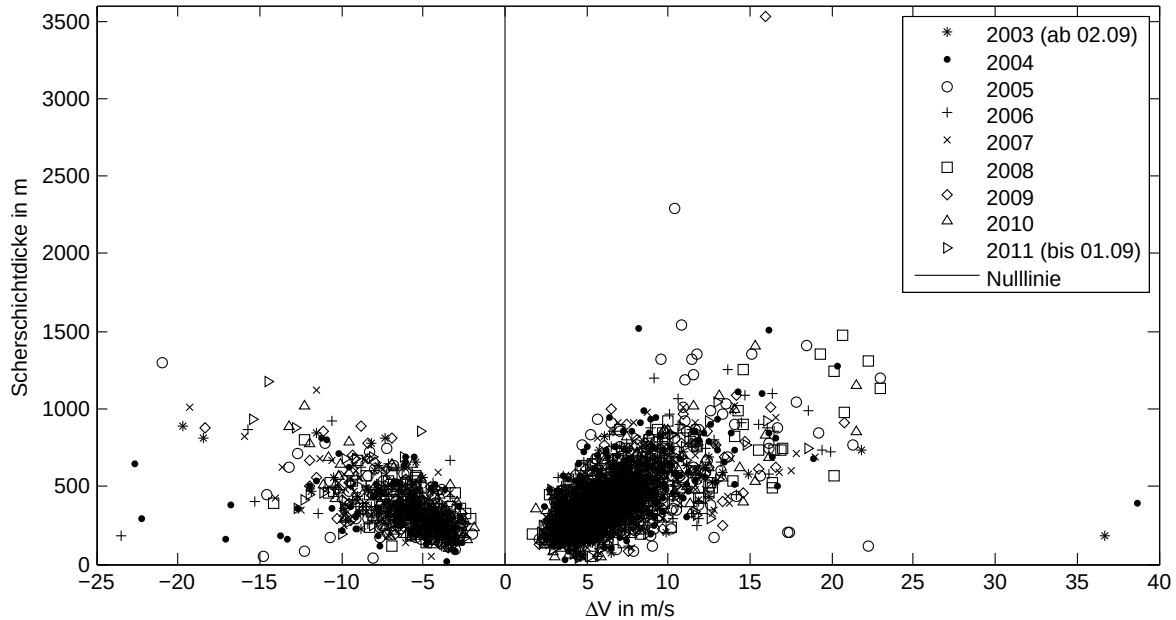


Abbildung 37: Scherschichtdicken der Windgeschwindigkeit der 11UTC-Sondierungen

Bei zirka 74 % nimmt die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu, entsprechend bei zirka 26 % ab. Entsprechend nimmt die Windgeschwindigkeit in diesen Schichten zumeist zu. Das 75%- und das 50%-Quantil der Schichtdicke betragen 513 m beziehungsweise 371 m. 50 % beginnen unterhalb von 1031 m und enden unterhalb von 1493 m.

Inwieweit eine vertikale Geschwindigkeitsänderung „signifikant“ und damit repräsentativ für den Einflussbereich der Bodenreibung ist, kann somit anhand der gegebenen Daten nicht ermittelt werden. Dadurch ist eine Grenzschichthöhenabschätzung anhand von einzelnen Scherungen der Windgeschwindigkeit mit den gegebenen Datensätzen sehr ungenau. Die über das Jahr konstante Häufung von 50 % der Maximaländerungen unterhalb von 1493 m hingegen, deutet auf eine Störung der synoptischen Strömung hauptsächlich durch die Orographie bis in diese Höhe hin.

S2, S3, S4: LLJ-Höhe

Alle drei Kriterien wurden aufgrund ihrer Ähnlichkeit in einer Routine *searchjet* zusammengefasst. Hierbei wurde davon ausgegangen, dass das zu bestimmende Maximum der Windgeschwindigkeit nach **S3** in der Variante von [54] mit dem Maximum der Windgeschwindigkeit nach der Definition von [65], das heißt mit der LLJ-Höhe übereinstimmt und unterhalb von 1500 m liegt. Zusätzlich wurde in der erstellten Routine gefordert, dass die Windgeschwindigkeit von den Werten unterhalb der Windspitze bis zum Maximum analog zu der Definition von [2] ebenfalls um 2 m/s zunimmt, da andernfalls auch eine reine Verminderung der Windgeschwindigkeit gegebenenfalls als LLJ identifiziert worden wäre. Damit entspricht dieses Kriterium einem Spezialfall von **S1** in dem eine negative auf eine positive vertikale

Windgeschwindigkeitsänderung um jeweils 2 m/s folgt und damit ein Minimum der Scherung, wie unter **S2** gefordert, durchlaufen wird. Die Höhe des Minimums der Windgeschwindigkeit oberhalb einer gefundenen Windspitze nach **S4** wurde ebenfalls ermittelt. Auch hier wurden die um den 10m-Wert erweiterten Windgeschwindigkeitsprofile ausgewertet.

In Abbildung 38 ist die jährliche Höhenverteilung der so gefundenen LLJs in den 11UTC-Sondierungen als Streudiagramm in Abbildung 38 dargestellt. Die dargestellte Höhe entspricht der Höhe des Geschwindigkeitsmaximums der Windspitze. Bei 141 11UTC-Sondierungen war diese Auswertung aufgrund von Fehlern in den Windgeschwindigkeitsprofilen nicht möglich. Dadurch konnten nur 2644 11UTC-Sondierungen mit diesem Kriterium ausgewertet werden.

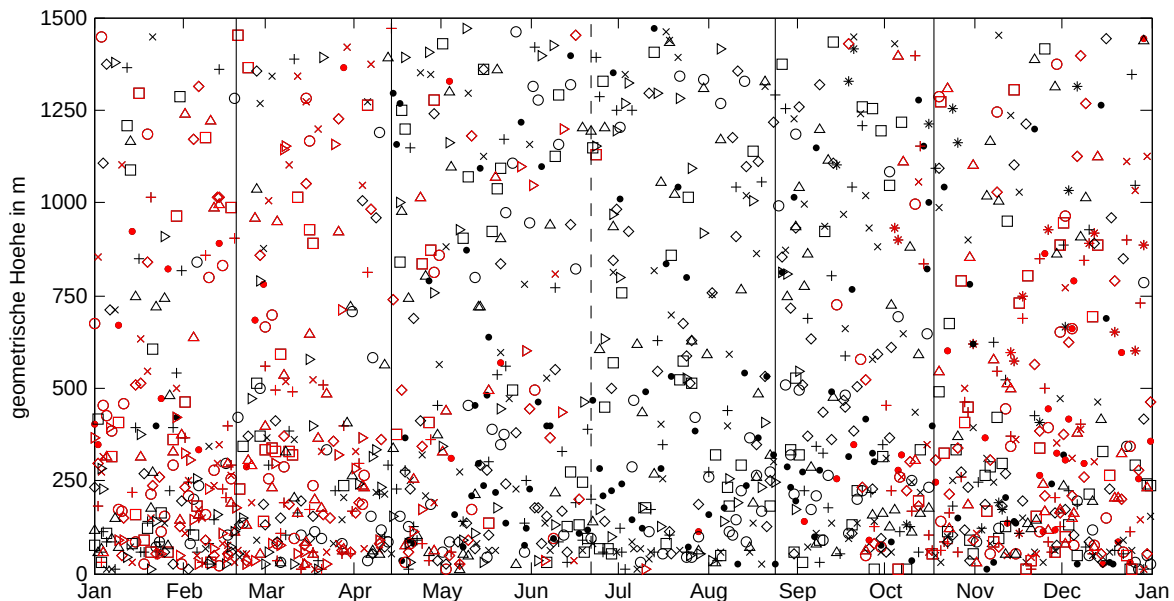


Abbildung 38: jährliche Höhenverteilung von LLJs in den 11UTC-Sondierungen, rote Symbole: stabile Tage, schwarze Symbole: neutrale und instabile Tage, vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende

Insgesamt konnte in zirka 52 % der 11UTC-Sondierungen eine Windspitze identifiziert werden. In Abbildung 38 zeigt sich ein leichter Jahresgang sowohl in einer Verminderung der Gesamtanzahl, als auch der Anzahl von LLJs unterhalb von 500 m in den Sommermonaten.

In Abbildung 39 ist die relative saisonale Häufigkeit der Höhen, die relative saisonale Häufigkeit des Auftretens eines LLJs und die relative saisonale Häufigkeit der Windrichtungen in der LLJ-Höhe gegeben. Die Verminderung der Gesamtanzahl wird auch quantitativ in der saisonalen Variabilität der relativen Häufigkeit des Auftretens der Windspitzen (Abb. 39 d.) deutlich, da in den Sommermonaten zirka 20 % beziehungsweise zirka 12 % weniger LLJs als in den beiden Winterzeiträumen gefunden wurden. Diese Verminderung geht zusätzlich mit einer um zirka 16 % beziehungsweise zirka 9 % geringeren Häufigkeit von Höhen unterhalb von 500 m im Sommer gegenüber den Winterzeiträumen einher (Abb. 39 a.)). Im Herbst wurden am häufigsten LLJ-Höhen oberhalb von 500 m gefunden. Die relative Häufigkeit der Höhen des Minimums über dem LLJ (Abb. 39 b.)) zeigt einen ähnlichen Jahresgang, allerdings mit deutlich größeren Höhen.

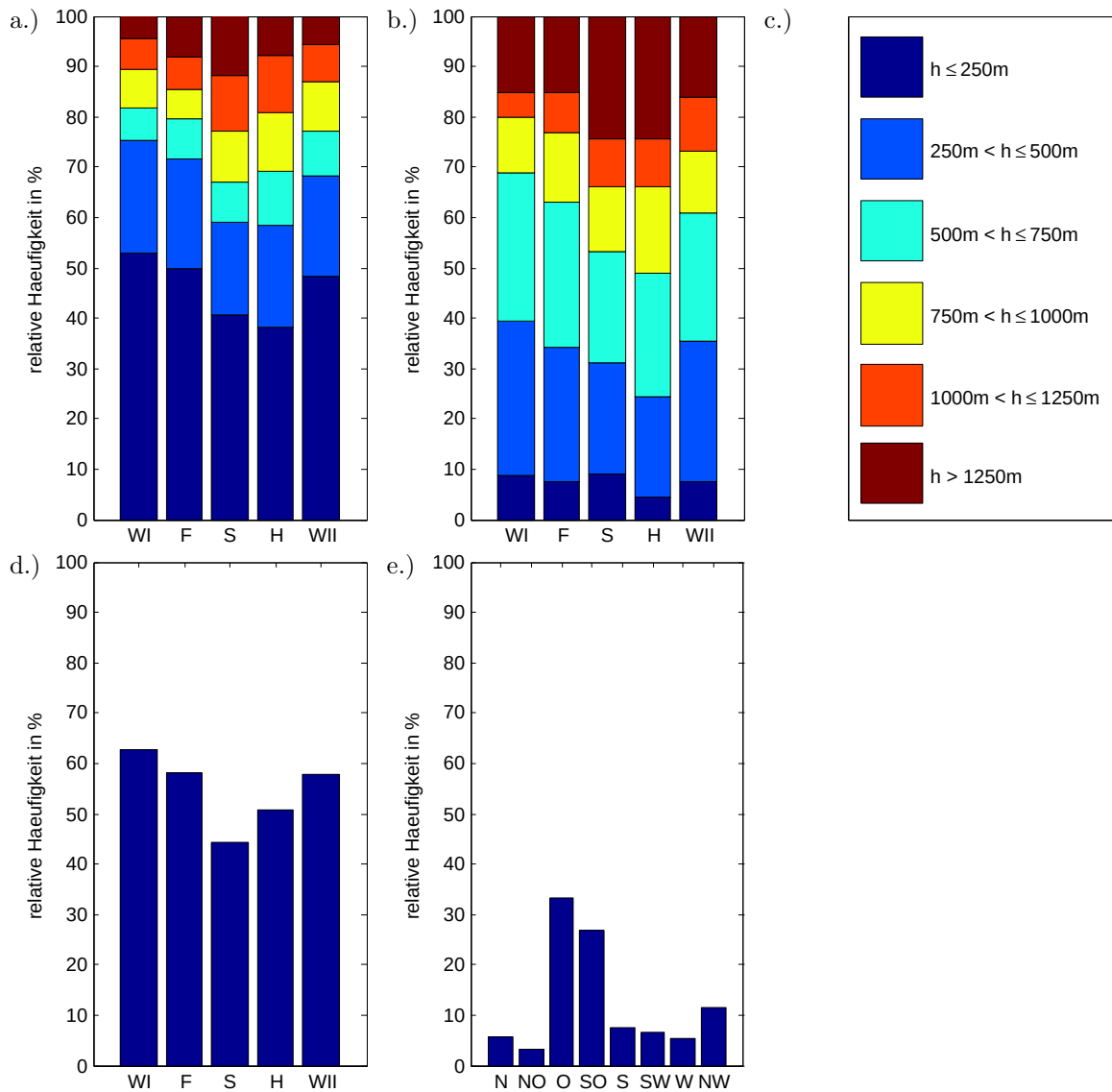


Abbildung 39: a.) relative saisonale Häufigkeit der LLJ-Höhen, b.) relative saisonale Häufigkeit der Höhen des Minimums über dem LLJ, c.) Legende zu a.) und b.), d.) relative saisonale Häufigkeit von LLJs, e.) relative Häufigkeit der Windrichtung in der LLJ-Höhe

In Tabelle 7 sind die Quantile der Höhen und der Fehlerbalken gegeben. Die Definition und die Berechnung der Fehlerbalken wird im **Anhang A Fehlerbetrachtung** unter **S2, S3, S4 (Programm: *searchjet*)** erläutert.

1386 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
LLJ: 75%-Quantil	788	34	56
LLJ: 50%-Quantil	295	26	33
Minimum über LLJ: 75%-Quantil	1107	60	54
Minimum über LLJ: 50%-Quantil	662	44	29

Tabelle 7: Quantile der ermittelten Höhen von LLJs und der Minima über dem LLJ der 11UTC-Sondierungen

In Abbildung 39 e.) ist die relative Häufigkeit der Windrichtung in der LLJ-Höhe gegeben. Diese Verteilung ähnelt der typischen Richtungsverteilung des 10m-Windes am Standort (siehe **6.3 Windrichtung**

und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung (S. 29)) mit der typischen Windrichtung Ost bis Südost. Die zweithäufigste Windrichtung ist Nordwest, die typischerweise in den Sommermonaten auftritt.

Da die Höhe eines LLJ als Grenzschichthöhenabschätzung nur für eine stabile thermische Schichtung gilt, ist die vorangegangene Auswertung für Tage, die bei der Stabilitätsanalyse als stabil identifiziert wurden, nachfolgend noch einmal separat gegeben. Hier wurden in 510 von 875 11UTC-Sondierungen eine Windspitze gefunden. Für 69 11UTC-Sondierungen war diese Auswertung aufgrund von Fehlern in den Windgeschwindigkeitsprofilen nicht möglich. Dadurch konnten hier nur 875 der 944 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung mit diesem Kriterium ausgewertet werden. Die 11UTC-Sondierungen die bei der Stabilitätsanalyse als stabil identifiziert wurden, sind in Abbildung 38 durch eine rote Symbolik gekennzeichnet.

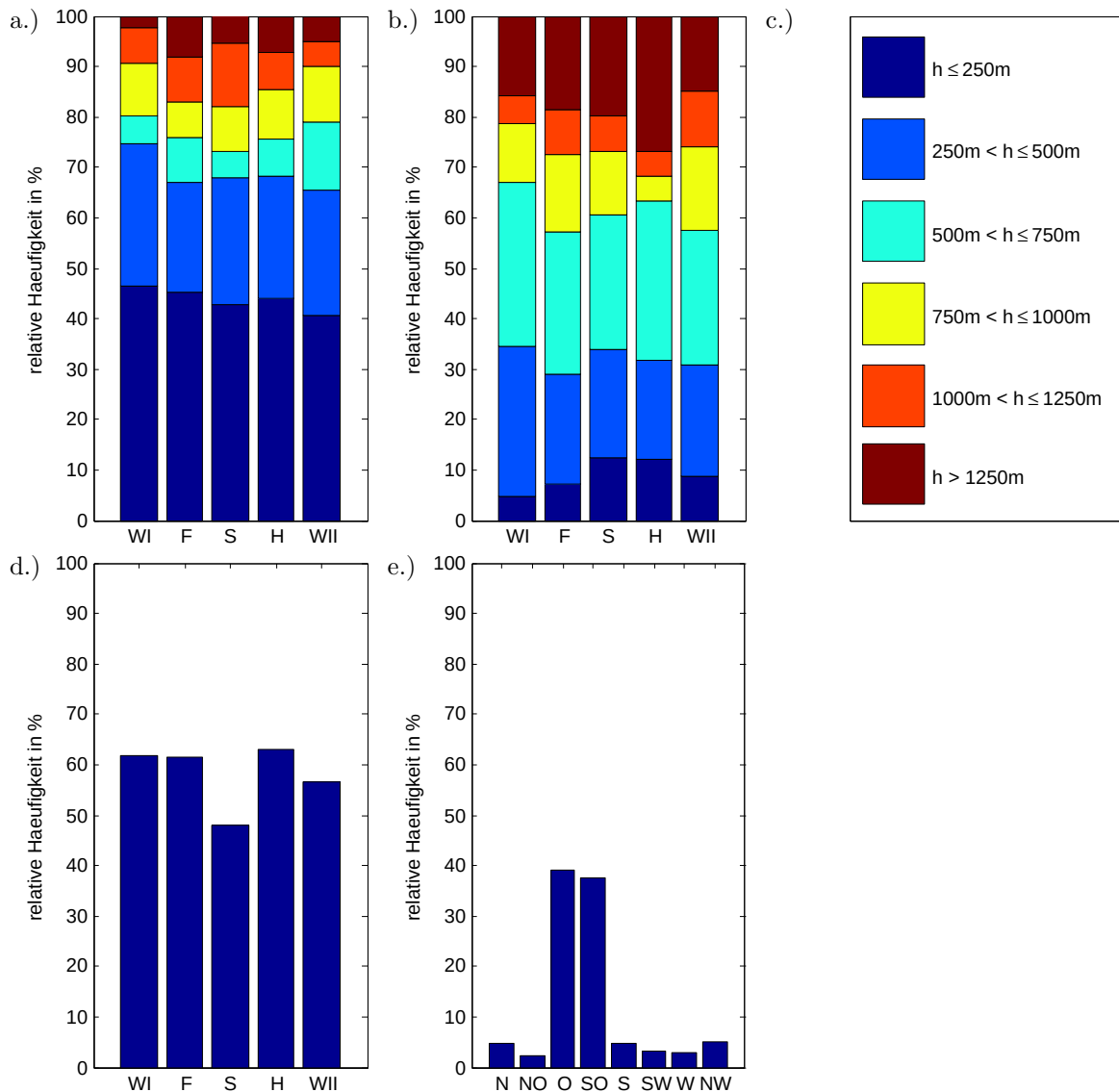


Abbildung 40: a.) relative saisonale Häufigkeit der LLJ-Höhen an stabilen Tagen, b.) relative saisonale Häufigkeit der Höhen des Minimums über dem LLJ an stabilen Tagen, c.) Legende a.) und b.), d.) relative saisonale Häufigkeit von LLJs an stabilen Tagen, e.) relative Häufigkeit der Windrichtung in der LLJ-Höhe in den 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung

510 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
LLJ: 75%-Quantil	662	39	57
LLJ: 50%-Quantil	303	27	41
Minimum über LLJ: 75%-Quantil	1040	59	55
Minimum über LLJ: 50%-Quantil	646	46	30

Tabelle 8: Quantile der ermittelten Höhen von LLJs und der Minima über dem LLJ der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung

Für diese Tage ist nur ein sehr schwacher Jahresgang der relativen saisonalen Häufigkeit der LLJ-Höhen (Abb. 40 a.)) beziehungsweise der Höhen des Minimums über den LLJs (Abb. 40 b.)) zu erkennen. Die geringste Anzahl von LLJs wurde auch für stabile Tage in den Sommermonaten gefunden (Abb. 40 d.)). Insgesamt konnte an zirka 49 % der stabilen Tage ein LLJ in den unteren 1500 m ermittelt werden. Die typischen Windrichtungen in der Höhe des Geschwindigkeitsmaximums sind auch hier Ost und Südost (Abb. 40 e.)), allerdings mit einer etwas höheren relativen Häufigkeit. Gleichzeitig traten seltener die übrigen Windrichtungen auf.

Aufgrund der Vielzahl von möglichen Ursachen für Windscherungen können die hier als LLJ identifizierten Windspitzen ein rein durch orographisch Störungen bedingtes Phänomen sein. Infolgedessen können grundsätzlich LLJs am Standort beobachtet werden (Abb. 38), jedoch sind diese möglicherweise ebenfalls kein sinnvolles Maß für eine Abschätzung der Grenzschichthöhe. Des Weiteren liegen in den Vertikalprofilen der Windgeschwindigkeit häufig mehrere Windspitzen mit den geforderten Eigenschaften unter 1500 m Höhe vor (siehe **6.5 Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit** (S. 42)). Die Wahl der Niedrigsten erscheint damit willkürlich, wodurch diese Höhe als Grenzschichthöhenabschätzung ungeeignet ist.

S5: Scherung der Windrichtung

In Analogie zu **S1** wurde hier das obere Ende der maximalen Windrichtungsscherung unterhalb von 5000 m für jede 11UTC-Sondierung bestimmt. Mit dem Programm *analysewinddirection* wurde jeweils jene Schicht im vertikalen Profil der Windrichtung ermittelt, in der die vom Betrag her größte, vertikal zusammenhängende Rotation auftrat. Für den Betrag der Drehung und die vertikale Ausdehnung der entsprechenden Scherschicht wurden ebenfalls keine Restriktionen festgelegt. Ferner wurden auch hier die um den 10m-Wert erweiterten Windrichtungsprofile genutzt. In Abbildung 41 ist die jährliche Verteilung der so ermittelten Höhen (oberes Ende) als Streudiagramm gegeben. Bei 23 11UTC-Sondierungen war diese Auswertung nicht möglich, da die Windrichtungsprofile dieser Messungen vollständig fehlerhaft waren.

Hier zeigt sich ebenfalls eine deutliche Häufung maximaler Scherungen unterhalb von 1500 m ohne erkennbaren Jahresgang und einer im Vergleich zu den Maximaländerungen der Windgeschwindigkeit (Abb. 35) deutlich geringeren Anzahl von Scherungen oberhalb dieser Höhe.

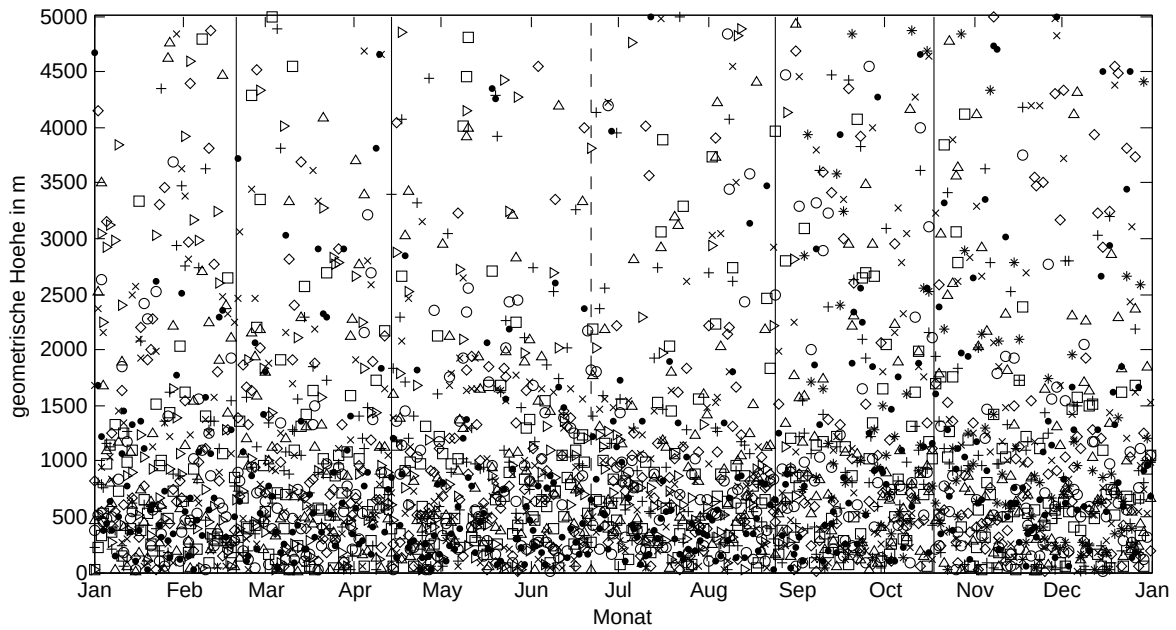


Abbildung 41: jährliche Verteilung des oberen Endes der maximalen Windrichtungsscherung in den 11UTC-Sondierungen, vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende

Analog zu den Maximalscherungen der Windgeschwindigkeit, wurden auch die Windrichtungsscherungen in acht Gruppen eingeteilt und die relative Häufigkeit jeder Gruppe sowie die relative Höhenverteilung innerhalb jeder Gruppe berechnet (Abb. 42).

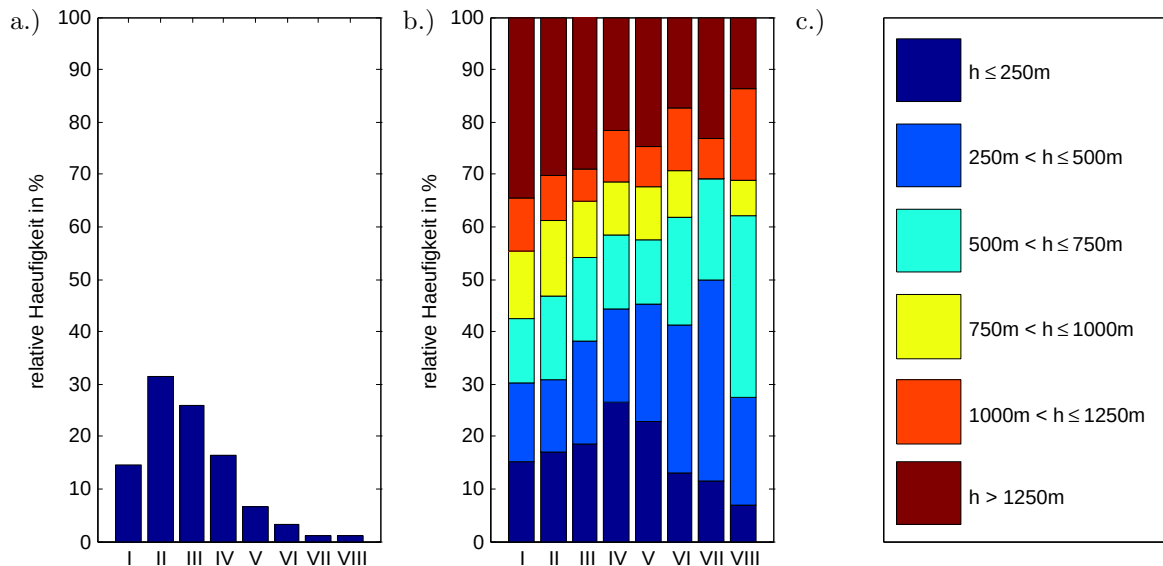


Abbildung 42: a.) relative Häufigkeit von Scherungen der Windrichtung spezifischer Größenordnung (siehe Tabelle 9) in den 11UTC-Sondierungen, b.) relative Häufigkeitsverteilung von Scherungen spezifischer Größenordnung je spezifizierten Höhenintervall (siehe Legende), c.) Legende zu b.)

In der nachfolgenden Tabelle 9 sind die in Abbildung 42 a.) und b.) mit römischen Zahlen gekennzeichneten Intervalle des Betrages der Scherung gegeben.

Ziffer	Scherung $ \Delta\phi $
I	$ \Delta\phi \leq 45^\circ$
II	$45^\circ < \Delta\phi \leq 90^\circ$
III	$90^\circ < \Delta\phi \leq 135^\circ$
IV	$135^\circ < \Delta\phi \leq 180^\circ$
V	$180^\circ < \Delta\phi \leq 225^\circ$
VI	$225^\circ < \Delta\phi \leq 270^\circ$
VII	$270^\circ < \Delta\phi \leq 315^\circ$
VIII	$ \Delta\phi > 315^\circ$

Tabelle 9: Intervalle der Windscherungen

Die Mehrheit der Maximalscherungen liegt im Bereich von Windrichtungsänderungen zwischen 45° und 180° wobei das 75%-Quantil $142,5^\circ$ beträgt. Da in den Beobachtungsdaten nur in zirka 14 % der Sondierungen Scherungen bis 45° gefunden wurden, treten umgekehrt in mindestens 86 % aller Windrichtungsprofile Scherungen auf, die um ein Vielfaches größer sind, als realistische Werte für die Ekman-Spirale. Die Höhe (oberes Ende) nimmt mit zunehmenden Betrag der Rotation bis 180° ebenfalls leicht zu (Abb. 42 b.)). Scherungen von mehr als 180° enden hingegen mit zunehmenden Betrag häufiger in dem Höhenintervall zwischen 250 m und 1250 m.

Aufgrund dieser Daten, liegt die Annahme nahe, dass der lokale Wind stärker durch lokale kleinskalige Einflüsse, wie zum Beispiel der Orographie oder katabatischen Winden modifiziert wird, als durch jene die in einer ungestörten Grenzschicht zu erwarten sind. In Tabelle 10 sind die Quantile der ermittelten Höhen angegeben.

Auf eine Fehlerberechnung wurde auch hier verzichtet. Hierzu sei ebenfalls auf die Fehlerbetrachtung im **Anhang** unter **A Fehlerbetrachtung für Schichten mit streng monotonen Gradienten und Maximalgradienten** (S. 133) verwiesen.

2762 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75%-Quantil	1369	\	\
50%-Quantil	719	\	\

Tabelle 10: Quantile der Höhe (oberes Ende) der maximalen Windrichtungsänderung der 11UTC-Sondierungen

Analog zur Auswertung der maximalen Geschwindigkeitsänderungen (siehe **S1**) wurden hier die Differenzen der Windrichtung und die Schichtdicke der Scherschichten untersucht. In Abbildung 43 ist die Schichtdicke der Scherschicht gegen die Windrichtungsänderung innerhalb der Schicht abgetragen.

Da die Scherschichten der Windrichtung unter Erhaltung des Drehsinns untersucht wurden, ergibt sich auch hier eine zweigeteilte Verteilung der Scherungen. Positive Werte entsprechen Rotationen der Windrichtung im Uhrzeigersinn, negative Rotationen gegen den Uhrzeigersinn. Da die Verteilung nahezu symmetrisch mit zirka 54 % positiven und zirka 46 % negative Drehungen ist, gibt es keine bevorzugte Drehrichtung für die (Maximal-) Scherungen, wie sie im Falle einer ungestörten Ekman-Spirale zu erwarten gewesen wäre. Wie schon aus Abbildung 42 a.) deutlich wurde, sind Scherungen mit Rotationen von mehr als $\pm 270^\circ$ selten. Zusätzlich zeigt sich nun auch, dass Scherungen mit streng monotonen Gradienten durchaus über 1350 m (Maximum) hinweg auftreten können, andererseits die Mehrheit von 75 % eine vertikale Mächtigkeit von 424 m nicht überschreiten. Die maximale Rotation betrug 694° .

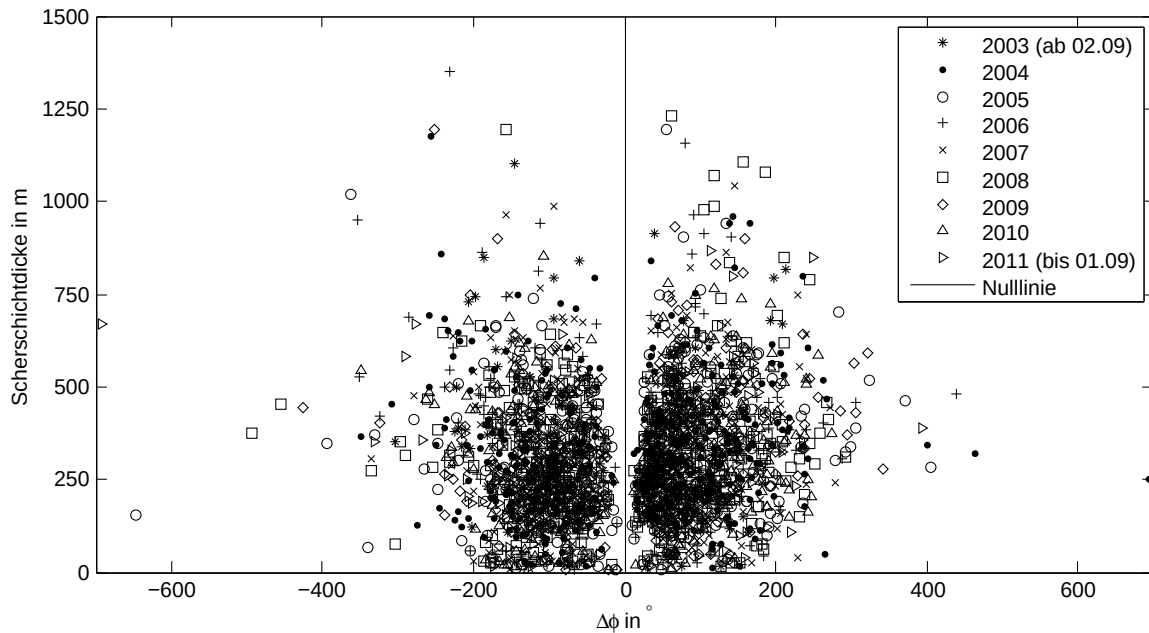


Abbildung 43: Rotation gegen die Scherschichtdicke der maximalen Windrichtungsscherungen der 11UTC-Sondierungen

Scherungen von mehr als $\pm 180^\circ$ zwischen zwei aufeinanderfolgenden Sondenmesswerten, wurden durch die Differenz zu 360° mit entgegen gesetztem Vorzeichen ersetzt. Dies bedeutet im Falle von Rotationen um mehr als $\pm 180^\circ$ das mindestens drei Sondenwerte innerhalb dieser Scherungen vorhanden sein mussten. Dadurch wurde sicher gestellt, dass Scherungen von mehr als 180° nicht etwa aufgrund von windstillen Schichten beziehungsweise Fehlern in den Richtungsprofilen ermittelt werden.

Da in der 850hPa-Druckfläche beziehungsweise in 1250 m Höhe ganzjährig nahezu alle Windrichtungen gleich häufig auftreten, aber in 10 m Höhe jahreszeitabhängig im Wesentlichen nur vier Richtungen gemessen wurden (siehe **6.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung** (S. 29)), muss der Wind unterhalb von etwa 1250 m nahezu immer signifikant drehen, sodass Scherungen bis 180° unterhalb von 1250 m evident für den Standort Ny-Ålesund sind.

Aufgrund dessen, dass diese Höhe keinen nennenswerten Jahresgang zeigt, ist diese auch nicht direkt vergleichbar mit Höhen die aus Größen ermittelt werden, die einem Tages- und/oder Jahresgang unterliegen. **S5** eignet sich aufgrund der starken lokalen Einflüsse der Orographie ebenso wie Scherungen der Windgeschwindigkeit nicht als eigenständiges Kriterium zur Ermittlung der Grenzschichthöhe. Das heißt, eine Schicht einer signifikanten Windrichtungsscherung ist kein sinnvolles notwendiges Kriterium zur Abschätzung der Grenzschichtschichthöhe, wenn eine Vielzahl von Scherungen vorliegt.

S6, S7, S8: SBI-Höhe

Alle Kriterien führen zu jener Höhe, in der sich das Temperaturmaximum einer SBI befindet, sodass auch diese drei nur durch eine Routine (*searchi*) realisiert wurden. Der implementierte Algorithmus zur Identifizierung von SBIs ist an die von [40] verwendete Vorgehensweise angelehnt. Nachfolgend sind die Höhen der gefundenen SBIs in den 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung aller Jahre gegen die Monate abgetragen. Hier wurden ebenfalls die um den 10m-Wert erweiterten Temperaturprofile genutzt.

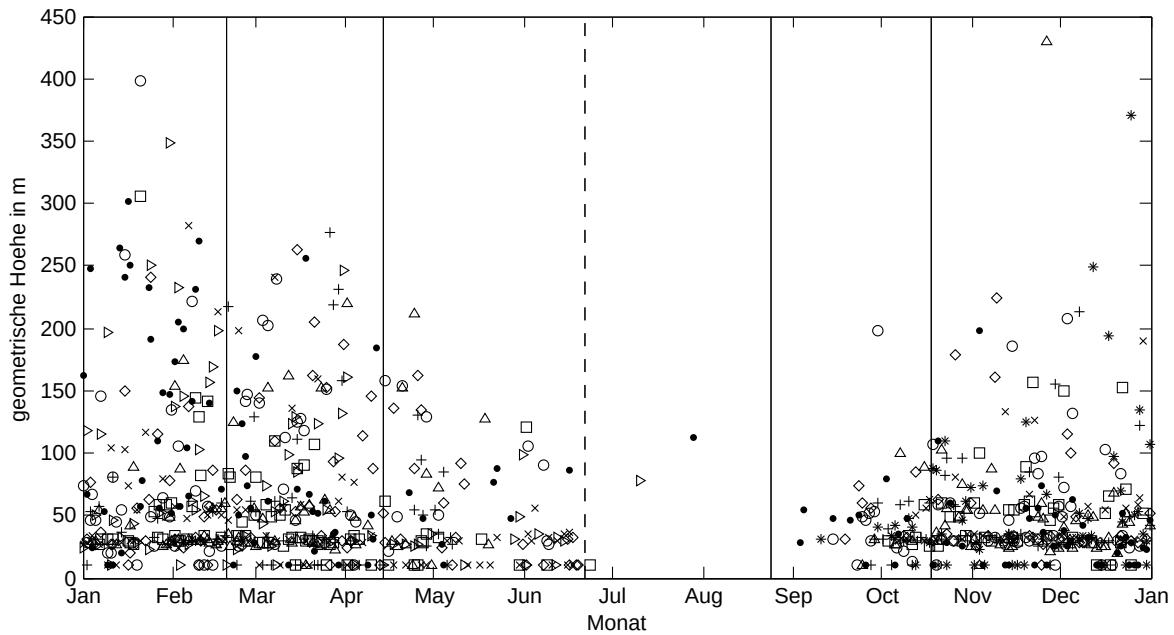


Abbildung 44: SBI-Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In Abbildung 44 zeigt sich ein ausgeprägter Jahresgang sowohl in der Gesamthäufigkeit des Auftretens als auch in der Höhe. Die Höhe und die Anzahl von SBIs nimmt von Januar bis zur Sommersonnenwende kontinuierlich ab. Vom 21. Juni bis Anfang Herbst wurden in der gesamten Zeitreihe nur drei SBIs an stabilen Tagen gefunden. Ab Anfang Herbst nimmt die Anzahl und Höhe bis zum Ende des Jahres wieder zu.

Bei SBI-Höhen oberhalb von 100 m zeigt sich eine interannuelle Variabilität. So wurden in der ersten Winterperiode im Jahre 2004 (Jahressymbol: Punkt) am häufigsten SBIs mit diesen Höhen gefunden. In dieser Zeit wurden auch besonders niedrige 2m-Temperaturen gemessen (siehe Abb. 9). Niedrigere Bodentemperaturen führen somit wahrscheinlich auch zu höheren SBIs, dass heißt je typisch arktischer die bodennahen Temperaturen sind, desto wahrscheinlicher ist es, dass SBIs mit typisch arktischen Höhen auftreten.

Die auffällige Häufung von Höhen bei 10 m, um 25 m und um 50 m ist der vertikalen Auflösung der Datensätze geschuldet. Bis etwa 50 m liegen selbst in den um den 10m-Wert erweiterten Vertikalprofilen maximal 4 Messwerte vor, sodass keine SBI-Höhen zwischen diesen Werten ermittelt werden konnten. Dies bedeutet aber auch, dass ein Teil der gefundenen Temperaturmaxima in der Inversion gegebenenfalls nicht dem wahren Temperaturmaximum entspricht und sich daraus auch eine vom wahren Wert abweichende Inversionstiefe ergibt.

In Abbildung 45 sind die ermittelten relativen Häufigkeitsverteilungen verschiedener charakteristischer Werte der SBIs gegeben.

Abbildung 45 a.) zeigt die relative Häufigkeit der ermittelten SBIs je Saison bezogen auf die Gesamtanzahl der 11UTC-Sondierungen in der Jahreszeit. In mehr als 58 % (WI) beziehungsweise 53 % (WII) der Wintermonate und 55 % (F) im Frühjahr wurde im Temperaturprofil eine bodennahe Inversion gefunden, während im Sommer und Herbst nur in zirka 11 % (S) beziehungsweise 17 % (H) der Tage eine SBI auftrat.

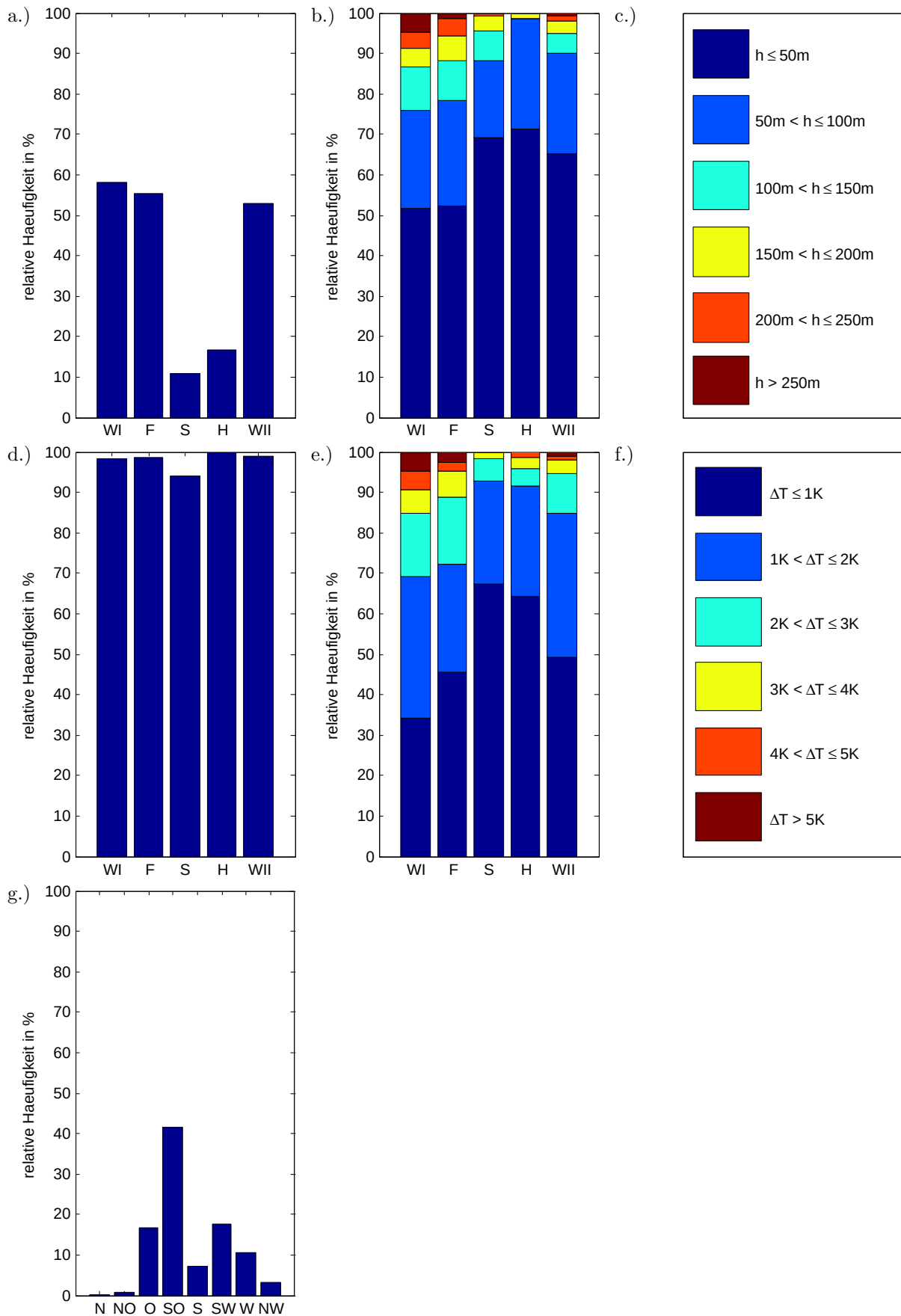


Abbildung 45: a.) relative saisonale Häufigkeit von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, b.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der SBI-Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, c.) Legende zu b.), d.) relative saisonale Häufigkeit von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, e.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der SBI-Tiefe der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, f.) Legende zu e.), g.) relative Häufigkeitsverteilung der 10m-Windrichtung der SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung

Abbildung 45 b.) zeigt die relative saisonale Häufigkeit der Höhe des Temperaturmaximums innerhalb spezifischer Höhenintervalle (siehe Abb. 45 c.)). Höhen von mehr als 200 m traten am häufigsten in den Wintermonaten, am Jahresanfang und im Frühjahr auf. In der Zeitreihe wurde diese Höhe mit Ausnahme eines Tages im Sommer nicht überschritten. In Tabelle 11 sind die Quantile der Höhen (im Temperaturmaximum), sowie die zugehörigen Quantile der Fehlerbalken gegeben. Die Fehlerbalken ergeben sich aus der im Abschnitt **A Fehlerbetrachtung** unter **S6, S7, S8 (Programm: *searchi*)** im **Anhang** erläuterten Fehlerbetrachtung.

927 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75%-Quantil	65	23	58
50%-Quantil	34	2	32

Tabelle 11: Quantile der ermittelten Höhen von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Temperaturschichtung

Mit Ausnahme der Sommermonate wurde an nahezu allen als stabil identifizierten Tagen eine SBI gefunden, wie die relative saisonale Häufigkeit von SBIs an stabilen Tagen (Abb. 45 d.)) zeigt. Insgesamt wurde an zirka 98% der stabilen Tage eine bodennahe Inversion gefunden. Dies deutet darauf hin, dass die Definition einer stabilen Schichtung mit dem hier genutzten Stabilitätskriterien sehr streng ist, da schwach stabile Schichten, falls diese auftraten, nicht erfasst wurden.

Die relative saisonale Häufigkeit der Inversionstiefe innerhalb spezifischer Intervalle der Temperaturdifferenz (siehe Abb. 45 f.) ist in Abbildung 45 e.) gegeben. Die Inversionstiefe ist hier die Temperaturdifferenz zwischen dem Temperaturmaximum und dem Temperaturminimum der Inversion. Die Höhe des Temperaturminimums muss aufgrund der Duldung von Schichten mit einer nicht-stabilen Schichtung bis 50 m Mächtigkeit nicht mit der Inversionsbasis zusammenfallen.

Inversionstiefen von bis zu 2 K traten ganzjährig am häufigsten auf. Größere Temperaturdifferenzen wurden hauptsächlich in den Wintermonaten und im Frühjahr gefunden. Das 75%-Quantil der Inversionstiefe beträgt 1,8 K.

Wie aus Abbildung 45 g.) hervorgeht sind die häufigsten 10m-Windrichtungen von stabilen Tagen mit einer SBI Ost, Südost und Südwest. Die Richtung Südwest tritt hauptsächlich während der Wintermonate auf, wie im Kapitel **6.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung** (S. 29) gezeigt wurde. Da eine direkte synoptische Anströmung aus der Südwestrichtung in 10 m Höhe durch die Bergkette nicht möglich ist, könnten diese SBIs auch infolge von Kaltluftadvektion in Bodennähe durch katabatische Winde und/oder der Überströmung der Gletscher in dieser Richtung entstanden sein. Insgesamt zeigt sich in allen SBI-Eigenschaften ein ausgeprägter, zur 2m-Temperatur (vgl. Abb. 9) ähnlicher Jahresgang. In der Zeit vom 21. Juni bis zum Herbstbeginn werden die höchsten Temperaturen bei kontinuierlicher solarer Einstrahlung gemessen, sodass sich aufgrund der hauptsächlich positiven Netto-Strahlungsbilanz (siehe Abb. 8) nur sehr selten SBIs in dieser Zeit ausbilden können. Wie auch schon in früheren Studien von arktischen Bodeninversionen gezeigt wurde (z.B. [11], [70]), korreliert typischerweise die Inversionshöhe positiv, wenn auch teilweise nur schwach, mit der Inversionstiefe. Hier ergab sich bei einer Signifikanz von $> 99,99\%$ ein linearer Korrelationskoeffizient von $r = 0,61$ für die 927 gefundenen SBIs. Bei der Berechnung wurde hier entsprechend der genutzten Definition der Inversionstiefe, die Höhendifferenz zwischen dem Temperaturmaximum und dem Temperaturminimum anstelle der Inversionshöhe verwendet.

S9

Die Vorgehensweise in diesem Kriterium führt bei SBIs vom Typ 5 (siehe Abb. 7) möglicherweise nicht zu einer eindeutigen Höhe, da es mehrere Höhen geben könnte, in denen die entsprechende Temperatur erreicht wird. Von dieser „Standardisierung“ wird somit hier kein Gebrauch gemacht. Die hier genutzte Routine zur Identifizierung und Klassifizierung von Inversionen (*searchi*) liefert für den Typ 2 die Höhe des niedrigsten Temperaturmaximums.

S10, S14: Höhe einer neutralen Schicht

Die notwendigen vertikalen Gradienten wurden bereits bei der Stabilitätsanalyse berechnet und klassifiziert, sodass hier lediglich die Höhe des niedrigsten neutralen Gradienten ermittelt werden musste. Dies wurde für die vertikalen Gradienten und zusätzlich auch für die vertikalen Gradienten in isobaren Koordinaten der beiden Temperaturprofile durchgeführt, sodass sich vier Ergebnisse für eine Sondierung ergaben. Da die Gradienten anhand unterschiedlicher Fehlergrenzen ermittelt wurden, konnten sich vier unterschiedliche Höhen ergeben. Die jährlichen Höhenverteilungen der potentiellen Temperatur in isobaren Koordinaten, der virtuellen potentiellen Temperatur und der virtuellen potentiellen Temperatur in isobaren Koordinaten unterscheiden sich allerdings nur geringfügig, sodass nur die Verteilungen für die potentielle Temperatur (Abb. 46) und die virtuelle potentielle Temperatur (Abb. 47) gegeben sind.

Die ermittelten Höhen aus den Profilen der potentiellen Temperatur (Abb. 46) häufen sich hauptsächlich unterhalb von 100 m, während diese Häufung für die virtuelle potentielle Temperatur (Abb. 47) bis etwa 200 m reicht. Dies wird auch in den relativen saisonalen Höhenverteilungen der vier Kriterien (Abb. 48) deutlich.

Alle vier Kriterien zeigen einen ähnlichen Jahresgang mit der größten Häufigkeit von Höhen bis 150 m im Herbst. Das häufigere Auftreten von Höhen oberhalb von 150 m in den Wintermonaten, ist ein Indiz dafür, dass stabile Schichtungen in dieser Zeit deutlich größere Höhen erreichen, wie auch schon unter **S6**, **S7**, **S8** deutlich wurde. Der Gradient der potentiellen Temperatur lieferte am häufigsten Höhen unter 150 m. Die verbleibenden drei Kriterien hingegen zeigen sehr ähnliche Ergebnisse. Ursache hierfür kann nur die Vernachlässigung der Feuchte selbst, sowie die dadurch kleineren Fehlerbalken des Gradienten sein.

Da in 100 % der 944 mit den Stabilitätskriterien als stabil identifizierten Tage mit allen vier Kriterien eine neutrale Schicht oberhalb der stabilen Schicht gefunden wurde, entspricht die Anzahl der dargestellten Datenpunkte exakt der Anzahl stabiler Tage im Datensatz.

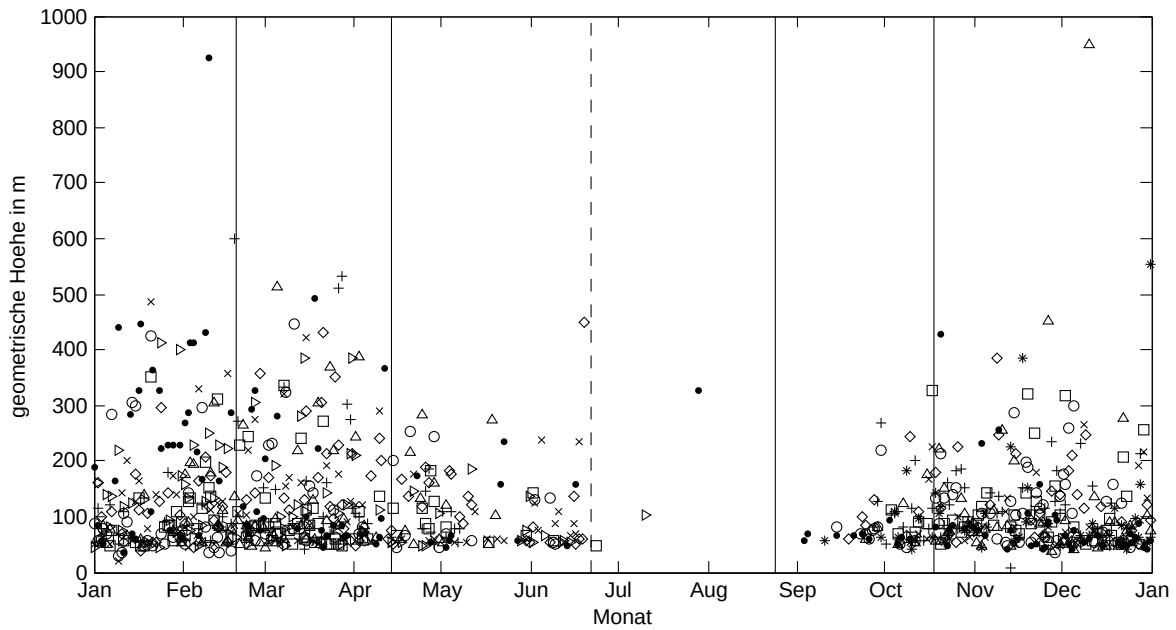


Abbildung 46: jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten neutralen Gradienten der potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

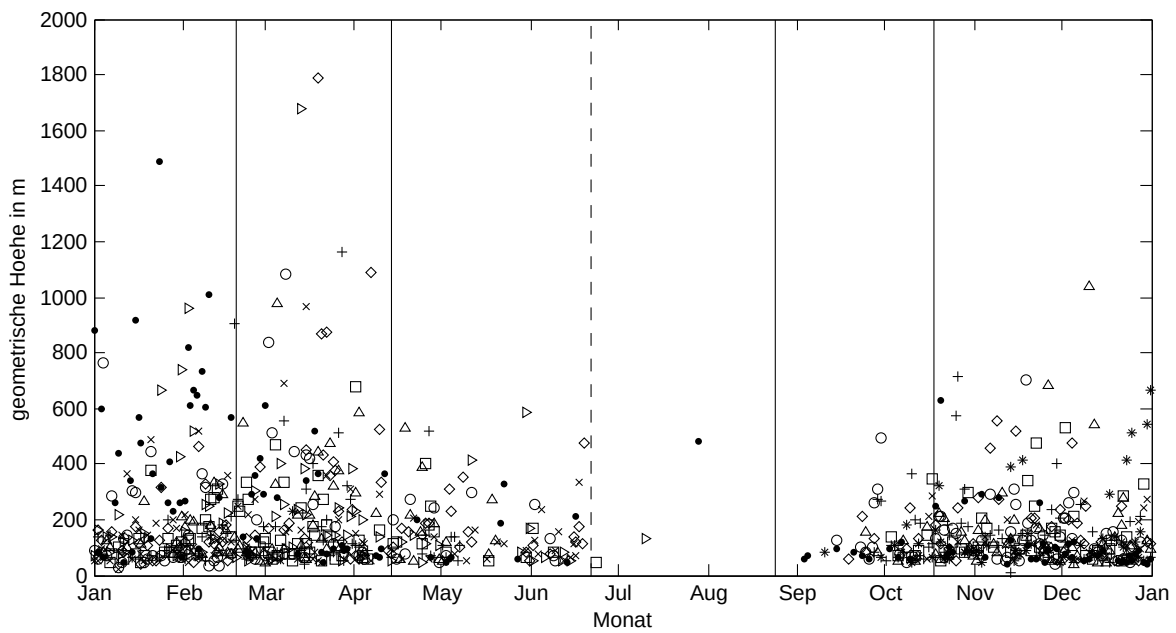


Abbildung 47: jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten neutralen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

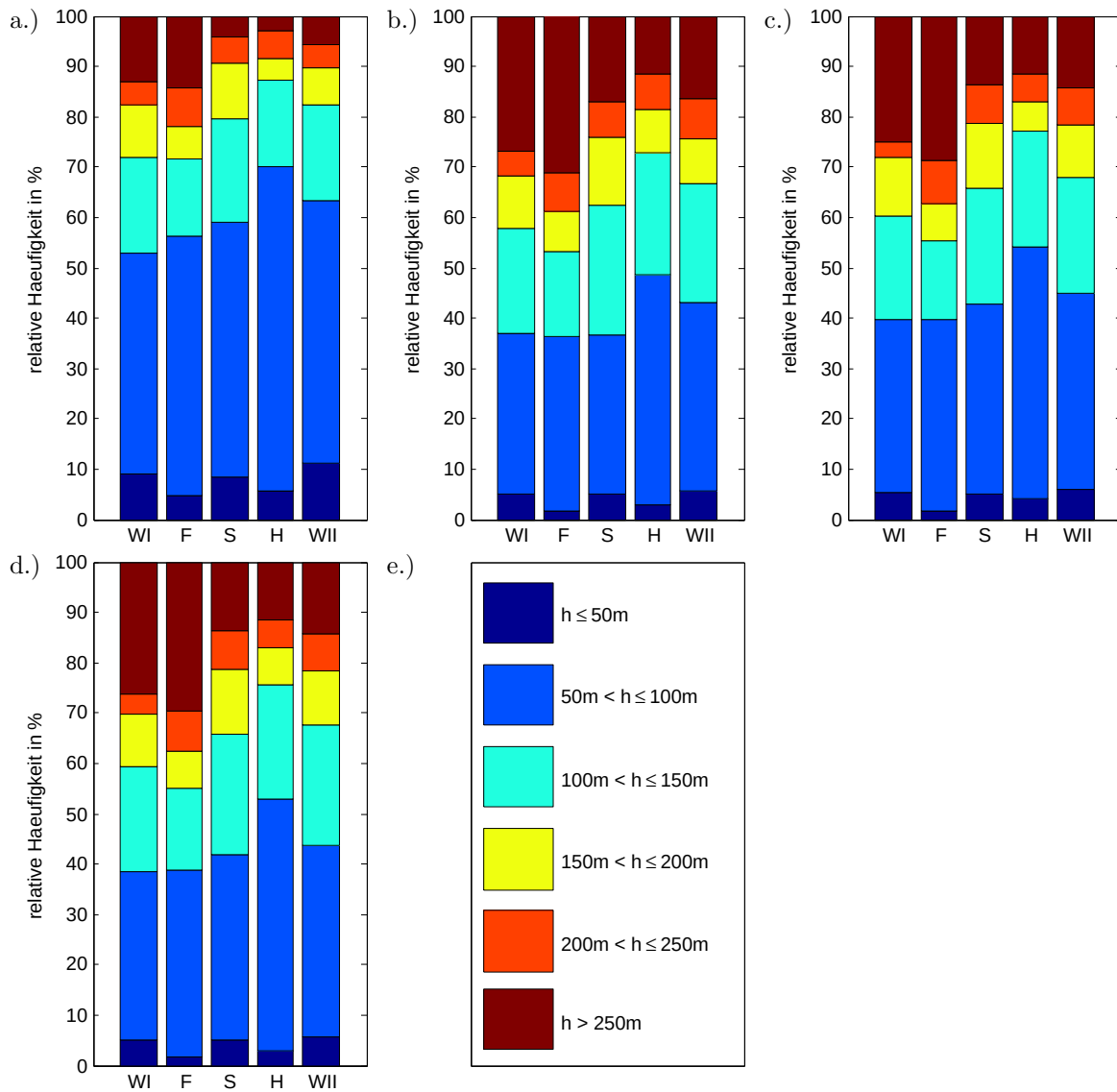


Abbildung 48: relative saisonale Höhenverteilung der niedrigsten neutralen Schicht der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung: a.) aus den vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur, b.) aus den vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur in isobaren Koordinaten, c.) aus den vertikalen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur, d.) aus den vertikalen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur in isobaren Koordinaten, e.) Legende zu a.) bis d.)

Nachfolgend sind die Quantile der Höhen gegeben.

944 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
Θ 75%-Quantil	138	\	\
Θ 50%-Quantil	84	\	\
Θ (isobar) 75%-Quantil	222	\	\
Θ (isobar) 50%-Quantil	121	\	\
Θ_v 75%-Quantil	208	\	\
Θ_v 50%-Quantil	115	\	\
Θ_v (isobar) 75%-Quantil	212	\	\
Θ_v (isobar) 50%-Quantil	117	\	\

Tabelle 12: Quantile der Höhen des niedrigsten neutralen Gradienten der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung

Bei der Klassifizierung der Gradienten wurde der Fehler der Eingangsgrößen mittels der linearen Fehlerfortpflanzung (Glg. A.1) bereits berücksichtigt, wodurch sich geringfügig unterschiedliche Höhen aus den 4 genutzten Vertikalprofilen ergaben. Aus diesem Grund wurde keine weitere Fehlerrechnung durchgeführt.

Nachfolgend sind zusätzlich die linearen Korrelationskoeffizienten (Tab. 13) zwischen den vier Varianten dieser Methode gegeben.

944 Datenpunkte	$\frac{d\Theta}{dz}$	$\frac{d\Theta}{dp}$	$\frac{d\Theta_v}{dz}$	$\frac{d\Theta_v}{dp}$
$\frac{d\Theta}{dz}$	/	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
$\frac{d\Theta}{dp}$	0,64	/	> 99,9 %	> 99,9 %
$\frac{d\Theta_v}{dz}$	0,68	0,93	/	> 99,9 %
$\frac{d\Theta_v}{dp}$	0,65	0,98	0,95	/

Tabelle 13: unterhalb der Hauptachse: linearer Korrelationskoeffizient (auf die zweite Nachkommastelle gerundet), oberhalb der Hauptachse: Signifikanz

Die kleinsten Koeffizienten von $r \leq 0,68$ ergaben sich jeweils zum vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur, während sich zwischen den übrigen Gradienten Koeffizienten von $r \geq 0,93$ ergaben. Alle Koeffizienten waren zu mehr als 99,9% signifikant.

S11

Schon aus dem begrenzten Auflösungsvermögen der Messtechnik der Sonde, ergibt sich beispielsweise für den 01.01.2010 10:51 UTC aus der linearen Fehlerfortpflanzung (Glg. A.1) ein mittlerer Fehler des vertikalen Gradienten (Glg. 7.4) der potentiellen Temperatur bis 2500 m Höhe von $\pm 4,7 \cdot 10^{-3}$ K/m, so dass hier der Fehler häufig deutlich größer ist, als der aufzulösende Gradient von $3,5 \cdot 10^{-3}$ K/m. Somit fällt diese Methode innerhalb der hier vorliegenden Fehlergrenzen mit **S10** zusammen.

S12

Um einen Anstieg der virtuellen potentiellen Temperatur der Strahlungskühlung vom Boden zuschreiben zu können, müssen andere Ursachen für das gegebene Temperaturprofil ausgeschlossen werden. Hierzu hatten die Autoren [56] dieser Methode Kenntnis über die Wolkenbedeckung, die synoptische Situation, insbesondere über Frontsysteme in einem Umkreis von 500 km, sowie die zeitliche Entwicklung des Temperaturprofils. Aufgrund der Notwendigkeit der Auswertung weiterer, zum Teil hier nicht vorhandener Daten und der damit verbundenen erschwerten Automatisierbarkeit wurde hier auf die vollständige Übernahme dieser Methode der Grenzschichthöhenbestimmung bezüglich der Ursachenbestimmung verzichtet. Die Bestimmung der Höhe des ersten Auftretens eines neutralen Gradienten im Profil der virtuellen potentiellen Temperatur wurde durch Erweiterung des Kriteriums **S10** in **S14** erfasst.

S13

Wie aus Abbildung 27 a.) deutlich wird, hängt die zu ermittelnde Höhe stark davon ab, in welchen Fehlergrenzen der positive Anstieg als „linear“ betrachtet wird. Aufgrund der Unsicherheiten des Gradienten wurde auf eine weitere Spezifizierung der Gradienten und somit auf dieses Kriterium verzichtet. Folgt dem linearen Anstieg der virtuellen potentiellen Temperatur eine neutrale Schicht, wird **S13** ebenfalls durch **S14** erfasst.

S15: Bulk-Richardson-Zahl

Wie aus den vorangegangenen Ausführungen hervorgeht, kann diese Grenzschichthöhenabschätzung als die durch das lokale Windfeld modifizierte thermische Grenzschichthöhe aufgefasst werden. Das heißt, eine statisch stabile Grenzschicht kann bei ausreichenden Windgeschwindigkeiten beziehungsweise Windscherungen, durch die dadurch produzierte mechanische Turbulenz destabilisiert werden.

Im Rahmen dieser Arbeit gibt es aufgrund der Sonderstellung dieser Grenzschichthöhenabschätzung kein quantitatives Auswahlkriterium, wonach eine der 8 Gleichungen zu bevorzugen ist, da keinerlei Referenzmessungen zur mechanischen Turbulenz vorlagen (wie z.B. in [19]). Qualitativ konnten hier aber aus Plausibilitätsgründen folgende Einschränkungen gemacht werden: Da der virtuelle Temperaturzuschlag bei der Stabilitätsanalyse aufgrund der nicht typisch arktischen Bedingungen in Ny-Ålesund nicht vernachlässigt werden sollte, sind nur solche Gleichungen für die Bulk-Richardson-Zahl relevant, in denen „virtuelle“ Temperaturmaße Verwendung finden. Um den Beitrag von Windrichtungs- und/oder Windgeschwindigkeitsscherungen zu reduzieren (siehe **6.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung** (S. 29)), wurden nur Gleichungen näher untersucht, in denen die Absolutbeträge der Windgeschwindigkeit eingehen.

Diese Einschränkungen reduzieren das Ensemble auf lediglich Gleichung 8.2. In Abbildung 49 ist die jahreszeitliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung gegeben. Bei 194 11UTC-Sondierungen lagen Fehler in den Messgrößen vor, die bei der Berechnung der Bulk-Richardson-Zahl zu sehr großen Abweichungen geführt hätten, sodass diese verworfen wurden.

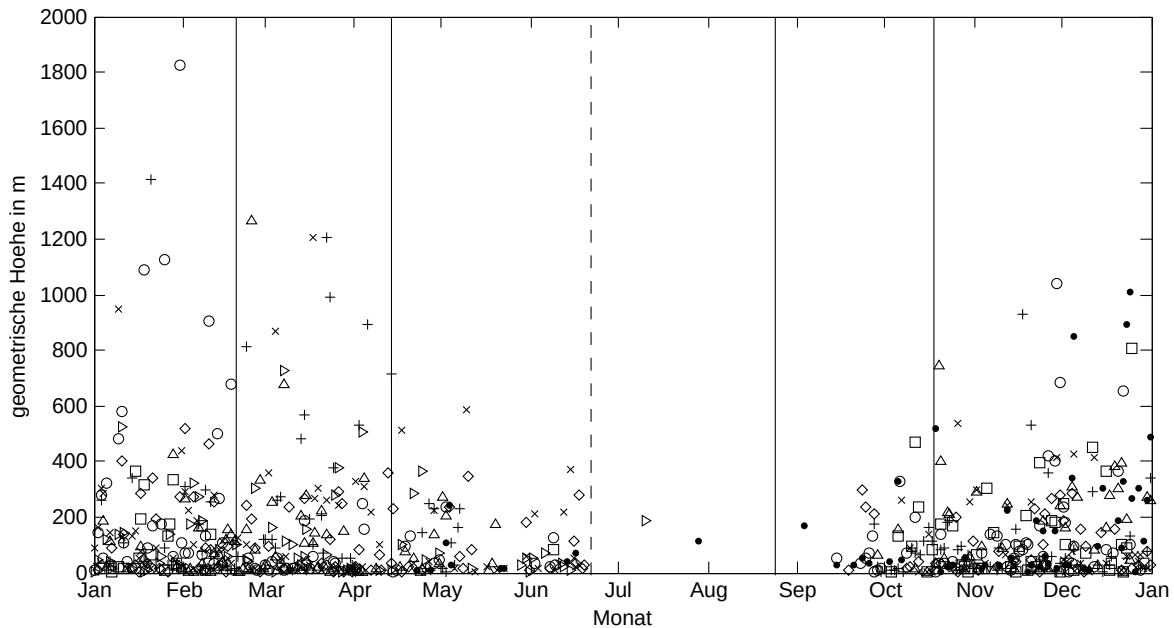


Abbildung 49: jährliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

Diese Höhenverteilung ähnelt stark der Verteilung der Höhen von SBIs (Abb. 44), wobei für vereinzelte Tage deutlich größere Höhen ermittelt wurden. Die größten Höhen ergaben sich auch hier während der Wintermonate und im Frühjahr. Nachfolgend ist die relative saisonale Häufigkeit der stabilen Tage für die mit diesem Kriterium eine Höhe ermittelt werden konnte in Abbildung 50 a.) gegeben. Die relative saisonale Häufigkeit der Höhen spezifischer Höhenintervalle ist in Abbildung 50 b.) dargestellt.

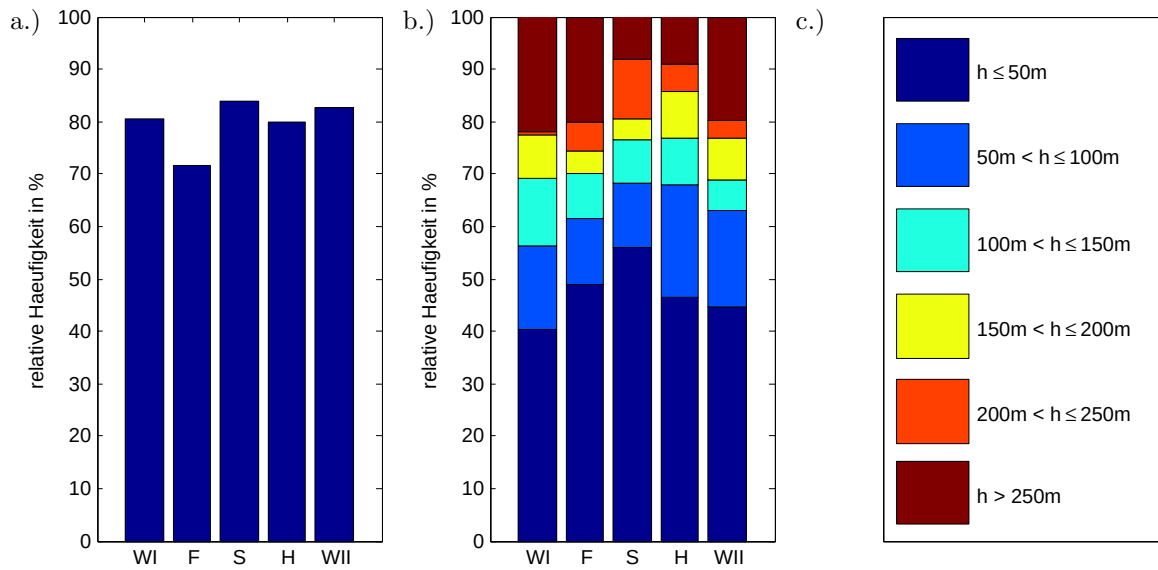


Abbildung 50: a.) relative saisonale Häufigkeit der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung für die mit Gleichung 8.2 eine Höhe ermittelt werden konnte, b.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung, c.) Legende zu b.)

Aufgrund der hohen Ausfallrate konnte insgesamt nur für zirka 79 % der stabilen Tage eine Grenzschichthöhe mit diesem Kriterium ermittelt werden (Abb. 50 a.)).

In Abbildung 50 b.) zeigt sich auch quantitativ die Häufung größerer Höhen in den Wintermonaten und im Frühjahr. Die Mehrheit der Höhen liegt ganzjährig unterhalb von 200 m, wobei einer leichter Jahresgang mit geringeren Höhen im Sommer und Herbst zu erkennen ist. Die Quantile der Höhen und der zugehörigen Fehlerbalken sind in Tabelle 14 zusammengefasst.

750 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75%-Quantil	183	22	27
50%-Quantil	57	7	14

Tabelle 14: Quantile der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung

9.2 Auswertung der Kriterien für eine instabile Schichtung

Nachfolgend werden die Ergebnisse der in Abbildung 34 aufgelisteten Kriterien in der hier umgesetzten Form für eine instabile Schichtung vorgestellt. Alle Vertikalprofile wurden auch hier nur bis zu einer Höhe von 5000 m ausgewertet.

K1: Scherung der Windgeschwindigkeit

Dieses Kriterium wurde aufgrund der unter **S1** diskutierten Ergebnisse nicht separat für instabile Schichtungen ausgewertet.

K2: Scherung der Windrichtung

Dieses Kriterium wurde aufgrund der unter **S5** diskutierten Ergebnisse nicht separat für instabile Schichtungen ausgewertet.

K3

Da die Fehlerbalken des vertikalen Gradienten der Temperatur die geringe Differenz zwischen dem Betrag des trockenadiabatischen Temperaturgradienten und den um 20 % größeren Betrag (80 % von Γ_d) zumeist überschritten, konnte diese Differenz nicht aufgelöst werden, sodass dieses Kriterium keine Berücksichtigung fand.

K4, K5: LI-Höhe

Beide Kriterien bedienen sich der Eigenschaft des Temperaturprofils im Falle einer Inversion einen positiven vertikalen Gradienten zu zeigen. Allerdings wurden auch hier nicht die Differenzenquotienten untersucht, sondern wie unter **S6, S7, S8** die Routine *searchi* genutzt.

Tritt unterhalb von 50 m Höhe kein Anstieg der Temperatur mit der Höhe auf, entspricht das Auffinden eines solchen Anstiegs in größeren Höhen bei einer analogen Verfahrensweise wie für SBIs der Inversionsbasis einer gehobenen Inversion (siehe **5.3 Mehrfachinversionen und Inversionsstrukturen** (S. 24)). Entsprechend gibt es keine Basis von LIs unterhalb von 50 m, da solche Inversionen dann zu den SBIs gezählt worden wären. Da bei SBIs vom Typ 6 oder Typ 7 in den unteren 50 m aber durchaus eine instabile Schichtung vorliegen kann, wird durch die Identifizierung einer SBI eine instabile Schichtung in Bodennähe nicht impliziert. Sonderfälle von SBIs an Tagen die mit den Stabilitätskriterien als instabil klassifiziert wurden, entsprechen damit hier sehr niedrigen LIs mit einer Inversionsbasis unter 50 m Höhe. Die Basishöhe dieser speziellen SBIs wurde analog zu den Basishöhen der LIs definiert.

In Abbildung 51 ist die Höhenverteilung der LI-Basis aller 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung dargestellt. Die Sonderfälle der SBIs sind durch eine rote Symbolik gekennzeichnet.

Die größten Höhen ergaben sich für die Sommer- und Herbstzeiträume, in denen auch die 2m-Temperatur (Abb. 9) die Höchstwerte erreicht. Vom Beginn des Sommers bis zur Sommersonnenwende häufen sich die Höhen im dem Intervall von 500 m bis 2500 m. Ab der Sommersonnenwende bis etwa Mitte September treten dann häufiger geringe Höhen bis 1500 m und in Bodennähe auf.

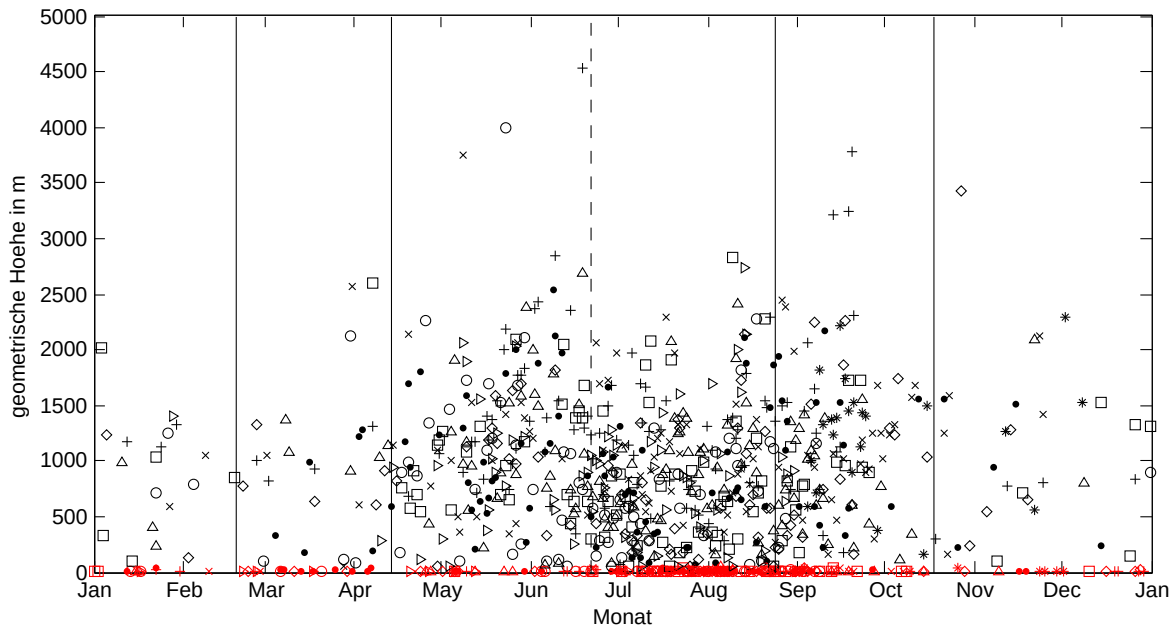


Abbildung 51: jährliche Höhenverteilung der LI- und SBI-Basis der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommer-sonnenwende, *rote Datenpunkte:* SBIs an instabilen Tagen, *schwarze Datenpunkte:* LIs an instabilen Tagen

In Abbildung 52 sind die relativen saisonalen Häufigkeitsverteilungen der mit dieser Methode erfassten Tage, der ermittelten Höhen und der Inversionstiefen gegeben.

Da mit dieser Methode für zirka 96 % der instabilen Tage (Abb. 52 d.)) eine Grenzschichthöhe ermittelt werden konnte, ergibt sich für die prozentualen Anteile der mit dieser Methode erfassten Tage je Saison (Abb. 52 a.)) eine zur Verteilung instabiler Tage nahezu äquivalente Verteilung. Höhen bis zirka 1000 m waren in den Wintermonaten und im Frühjahr am häufigsten (Abb. 52 b.)), wobei im Sommer und Herbst häufiger Höhen oberhalb von 1000 m auftraten. Inversionstiefen bis 2 K sind auch hier ganzjährig am häufigsten (siehe Abb. 52 e.)) mit einem 75%-Quantil von 1,8 K. Im Vergleich zu den saisonalen Verteilungen der Inversionstiefen von SBIs (Abb. 45 e.)) wurden für LIs geringfügig häufiger auch größere Temperaturdifferenzen gefunden. Der lineare Korrelationskoeffizient zwischen der Inversionstiefe und der Höhendifferenz zwischen dem Minimum und dem Maximum der Temperatur beträgt hier $r = 0,74$ (Signifikanz > 99,9 %).

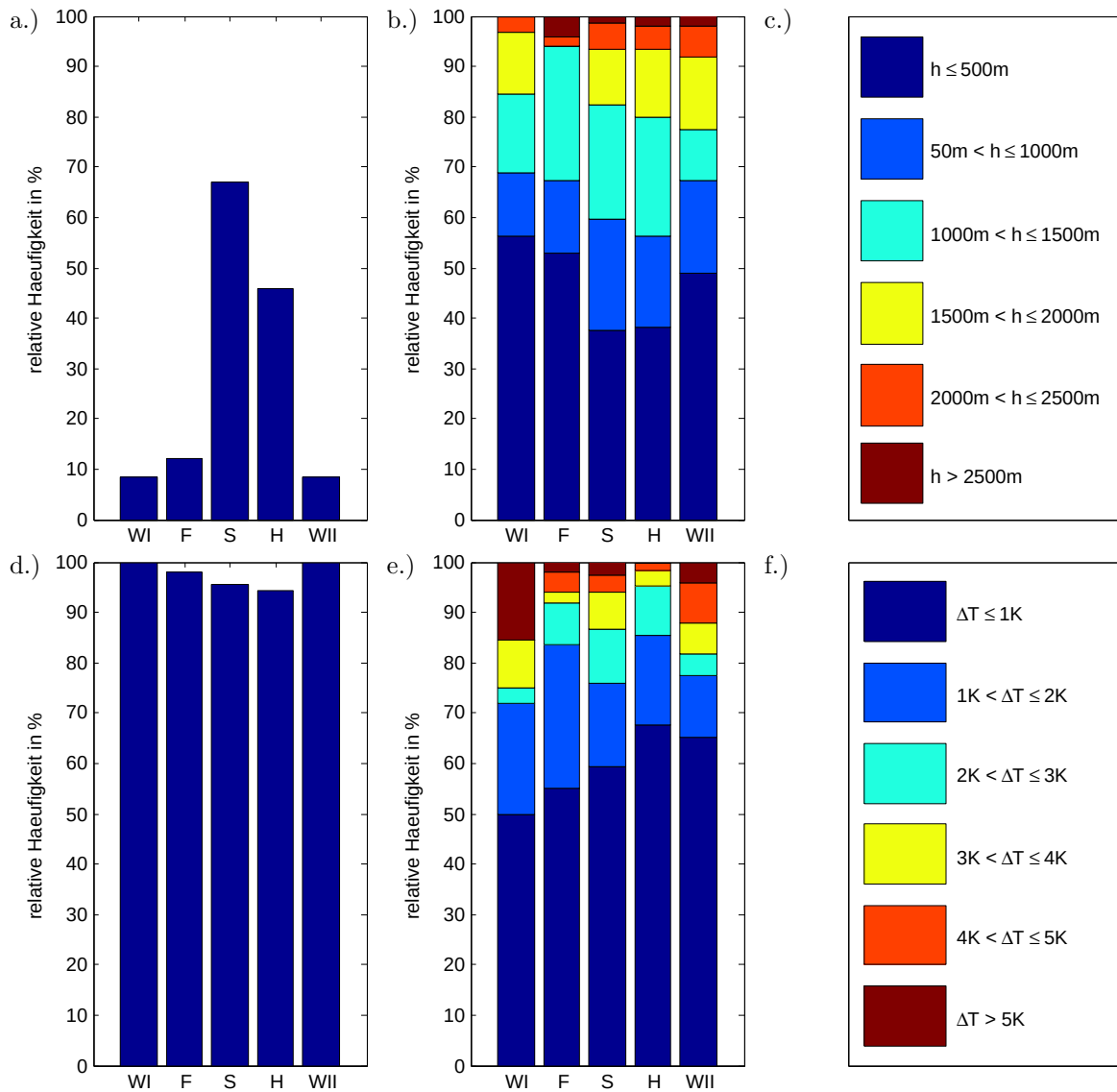


Abbildung 52: a.) relative saisonale Häufigkeit von LIs, b.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der LI-Höhen, c.) Legende zu b.), d.) relative saisonale Häufigkeit von LIs an instabilen Tagen je Saison, e.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der LI-Tiefen, f.) Legende zu e.)

In Tabelle 15 sind die Quantile der Basishöhen und die zugehörigen Fehlerbalken angegeben.

997 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75%-Quantil	1181	51	27
50%-Quantil	670	28	2

Tabelle 15: Quantile der ermittelten Basishöhen von LIs und SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

Die Berechnung der Fehlerbalken ist ebenfalls der zugehörigen Fehlerbetrachtung im **Anhang** unter **A K4, K5 (Programm: searchi)** (S. 130) zu entnehmen.

K6, K8: Höhe einer stabilen Schicht

Diese Kriterien wurden analog zu **S10** und **S14** für die 1042 als instabil identifizierten Tage ausgewertet.

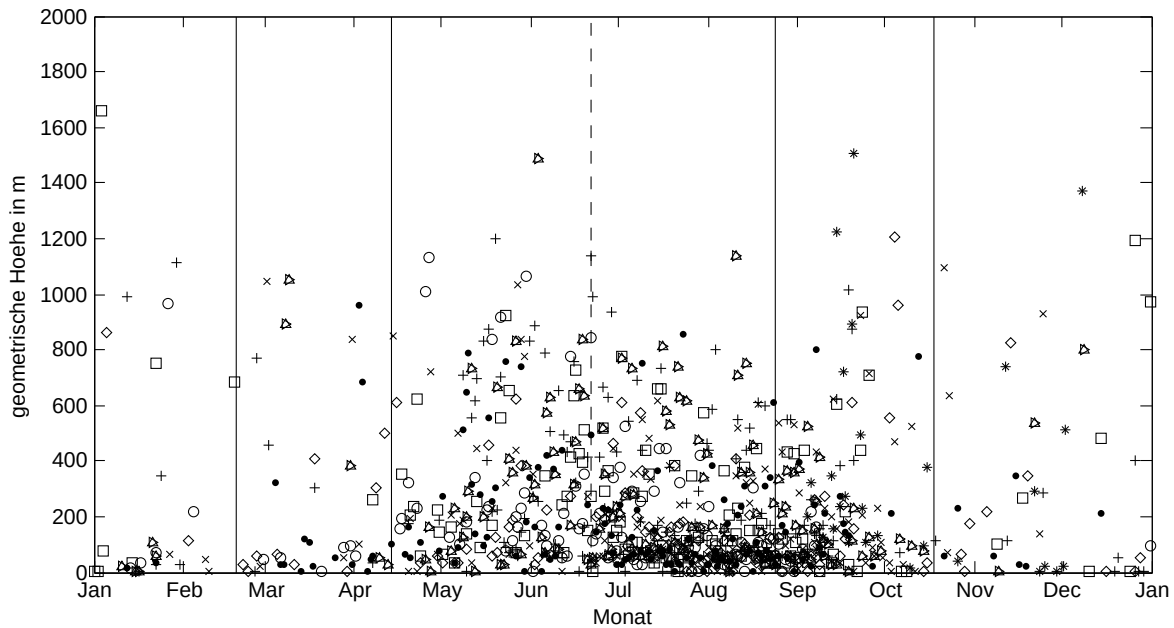


Abbildung 53: jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten stabilen Gradienten der potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

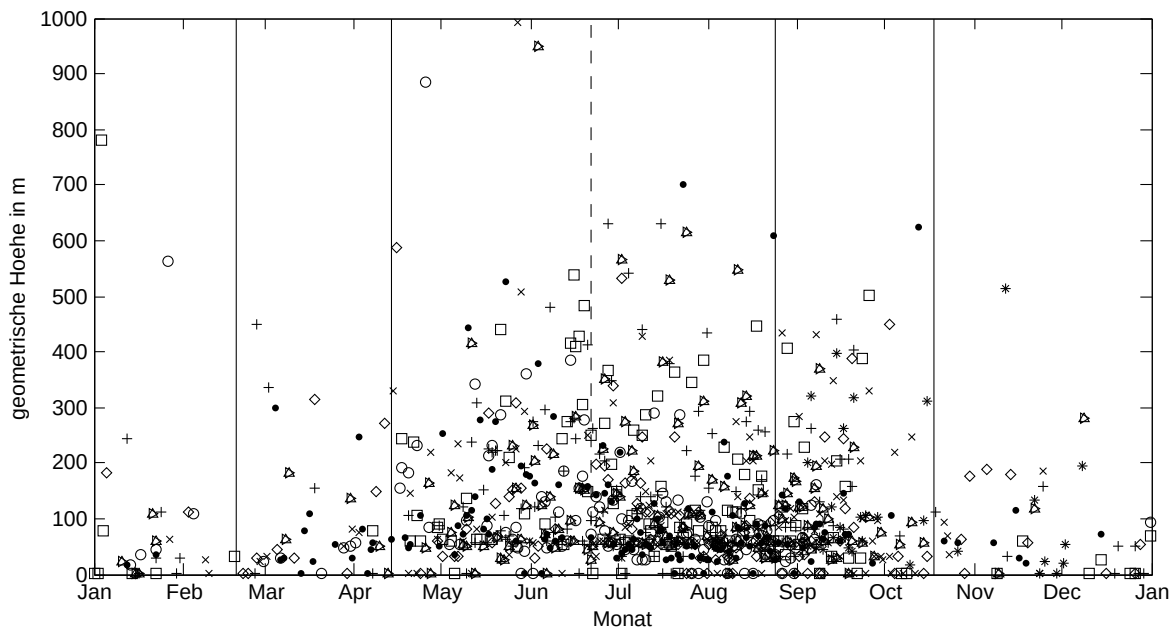


Abbildung 54: jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten stabilen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

Hier zeigt sich in beiden Verteilungen eine Häufung der Höhen unterhalb von 200 m. Für den Gradienten der potentiellen Temperatur traten vereinzelt auch Höhen oberhalb von 1000 m auf, während die mittels der Profile der virtuellen potentiellen Temperatur ermittelten Höhen ausnahmslos unterhalb

von 1000 m lagen. Hier unterschieden sich die beiden Verteilungen aus den Temperaturprofilen in isobaren Koordinaten ebenfalls nur geringfügig von der Verteilung der potentiellen Temperatur (vgl. **S10**, **S14**), sodass auf eine explizite Darstellung verzichtet wurde. Nachfolgend sind die relativen saisonalen Häufigkeitsverteilungen der Höhen für alle vier Varianten dieser Methode gegeben.

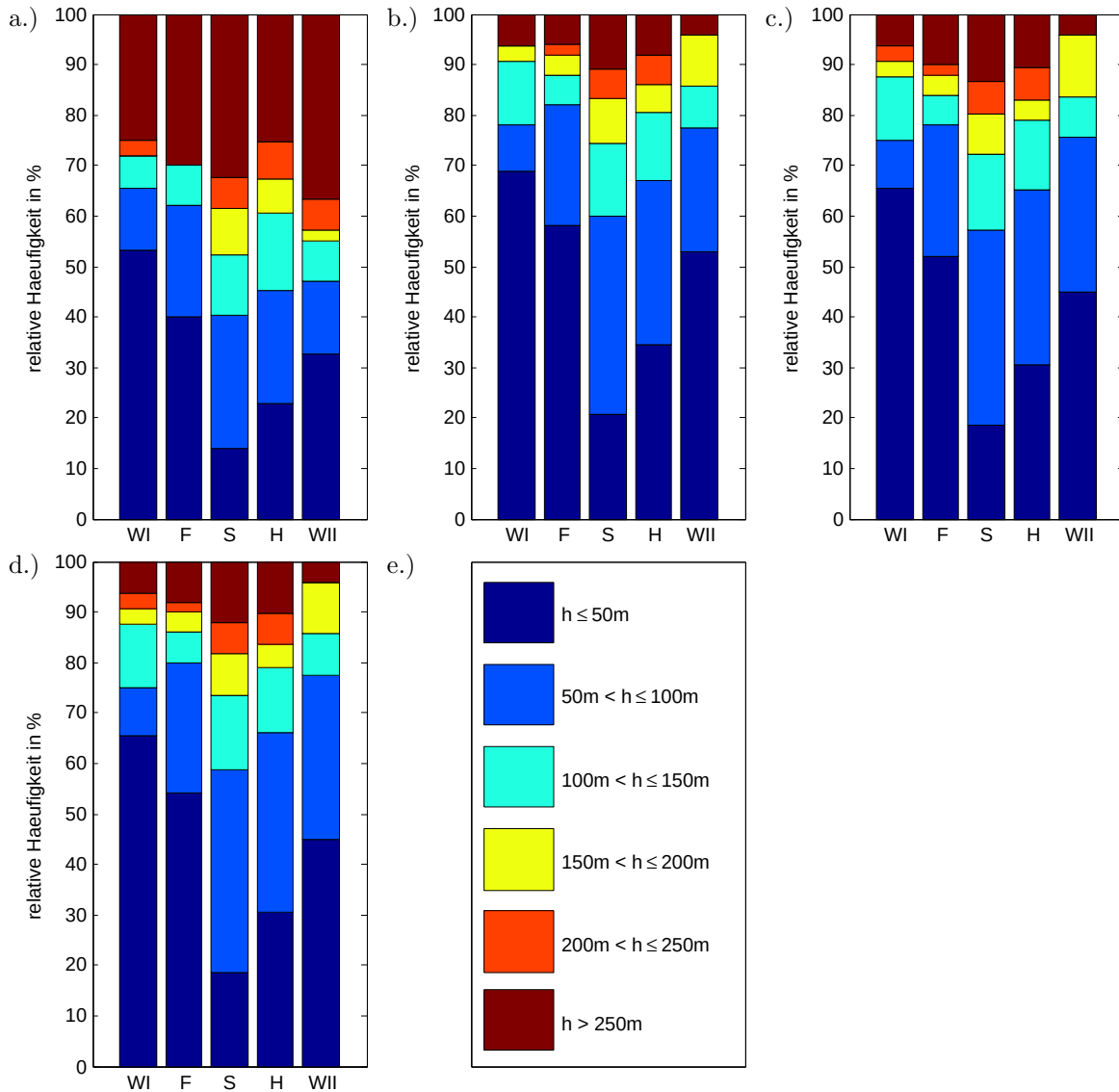


Abbildung 55: relative saisonale Höhenverteilung der niedrigsten stabilen Schicht der 11UTC-Sondierungen mit einer in stabilen Schichtung: a.) aus den vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur, b.) aus den vertikalen Gradienten potentiellen Temperatur in isobaren Koordinaten, c.) aus den vertikalen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur, d.) aus den vertikalen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur in isobaren Koordinaten, e.) Legende zu a.) bis d.)

In jedem der 4 Profile konnte für alle 1042 Tage eine stabile Schicht und damit eine Grenzschichthöhe ermittelt werden. Analog zu **S10** und **S14** weicht lediglich die Verteilung der ermittelten Höhen aus den Profilen der potentiellen Temperatur nennenswert von den übrigen untereinander sehr ähnlichen Verteilungen ab. Die niedrigsten stabilen Gradienten der potentiellen Temperatur lagen ganzjährig höher und im Sommer deutlich häufiger oberhalb von 100 m (Abb. 55 a.)). Die Höhen der übrigen Gradienten hingegen, lagen in allen Jahreszeiten hauptsächlich unterhalb von 100 m. Alle 4 Varianten von diesem Kriterium zeigen einen sehr ähnlichen Jahresgang, wobei die niedrigste stabile Schicht in den Sommermonaten häufiger in größeren Höhen auftritt. In Tabelle 16 sind die Quantile der Höhen zusammengefasst.

1042 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
Θ 75%-Quantil	324	\	\
Θ 50%-Quantil	122	\	\
Θ (isobar) 75%-Quantil	139	\	\
Θ (isobar) 50%-Quantil	72	\	\
Θ_v 75%-Quantil	147	\	\
Θ_v 50%-Quantil	75	\	\
Θ_v (isobar) 75%-Quantil	146	\	\
Θ_v (isobar) 50%-Quantil	73	\	\

Tabelle 16: Quantile der Höhen der niedrigsten stabilen Schicht der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

Auf eine Fehlerbetrachtung der ermittelten Höhen wurde auch hier verzichtet, da es sich um die niedrigste Schicht handelt, die innerhalb der Fehlergrenzen als stabil identifiziert werden konnte. In Tabelle 17 sind die linearen Korrelationskoeffizienten und die zugehörige Signifikanz gegeben.

1042 Datenpunkte	$\frac{d\Theta}{dz}$	$\frac{d\Theta}{dp}$	$\frac{d\Theta_v}{dz}$	$\frac{d\Theta_v}{dp}$
$\frac{d\Theta}{dz}$	/	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
$\frac{d\Theta}{dp}$	0,60	/	> 99,9 %	> 99,9 %
$\frac{d\Theta_v}{dz}$	0,62	0,90	/	> 99,9 %
$\frac{d\Theta_v}{dp}$	0,61	0,92	0,97	/

Tabelle 17: unterhalb der Hauptachse: linearer Korrelationskoeffizient (auf die zweite Nachkommastelle gerundet), oberhalb der Hauptachse: Signifikanz

Auch hier zeigt die Höhe aus dem vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur die kleinsten linearen Korrelationskoeffizienten von $r \leq 0,62$ zu den übrigen Höhen. Die verbleibenden Höhen korrelieren deutlich stärker mit Koeffizienten von $r \geq 0,90$. Alle Korrelationskoeffizienten sind ebenfalls zu > 99,9 % signifikant.

K7, K10: Höhe des maximalen Gradient

Nachfolgend ist die jährliche Verteilung der mit dieser Methode ermittelten Höhen im Profil der potentiellen Temperatur nach **K7** (Abb. 56) und im Profil der virtuellen potentiellen Temperatur nach **K10** (Abb. 57) aller 11UTC-Sondierungen, die mit den Stabilitätskriterien als instabil identifiziert wurden, dargestellt. Der Vorwärtsdifferenzenquotient am Boden wurde aus Konsistenzgründen vernachlässigt (siehe Glg. 7.3 und Glg. 7.4).

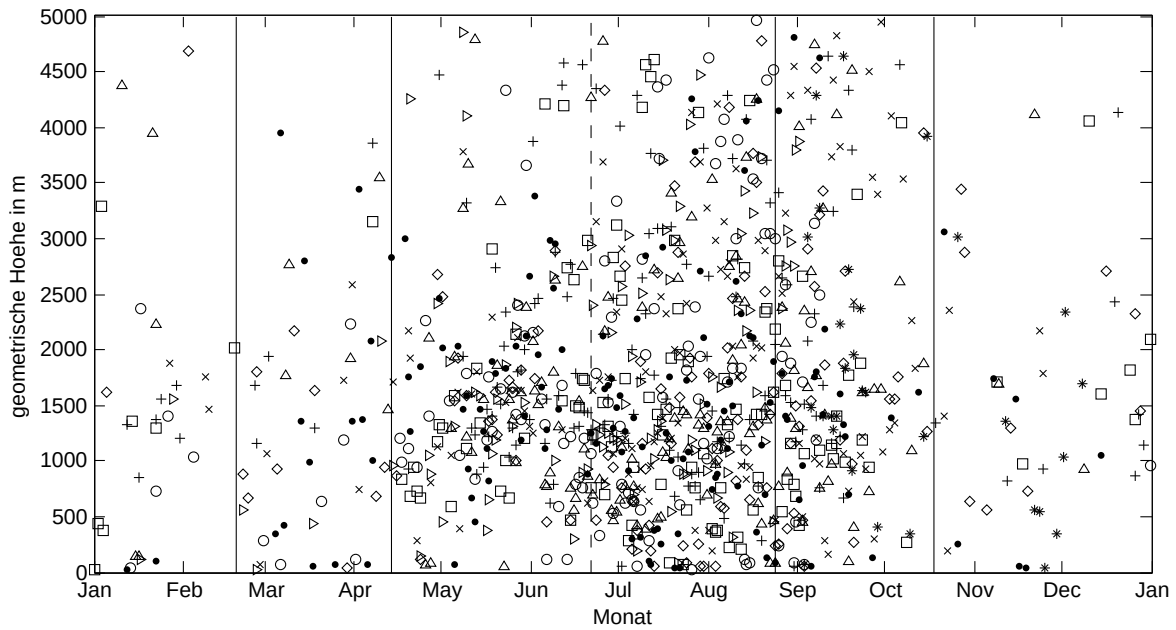


Abbildung 56: Höhen des maximalen positiven vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende, *rote Datenpunkte:* instabile Tage, *schwarze Datenpunkte:* stabile und neutrale Tage

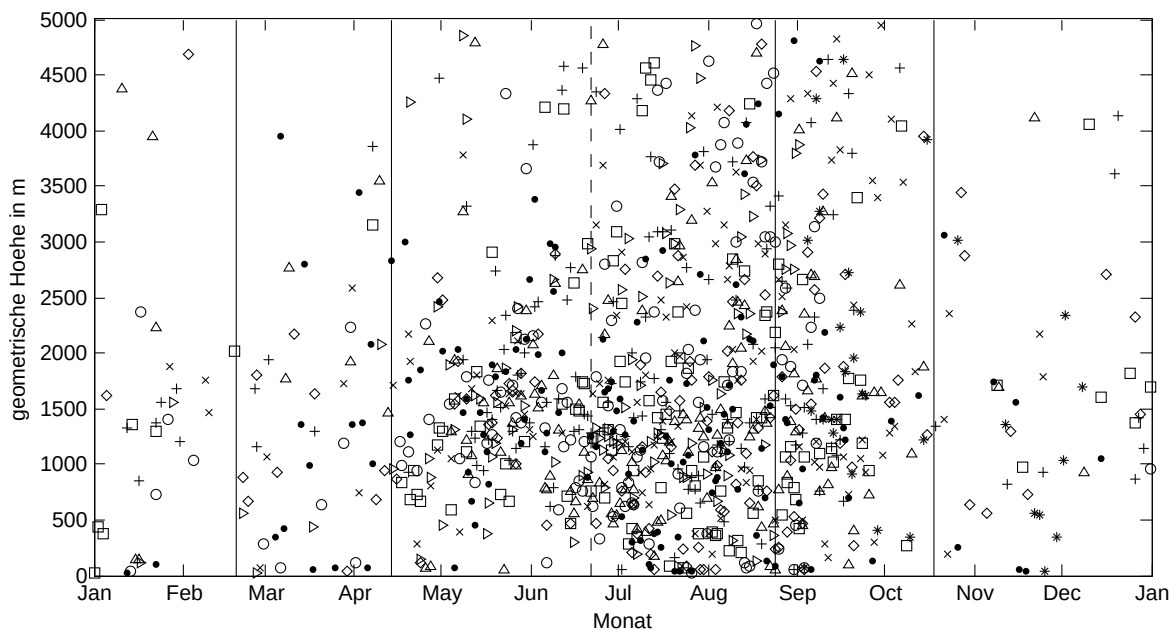


Abbildung 57: Höhen des maximalen positiven vertikalen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In beiden Abbildungen zeigt sich sowohl eine Häufung von Höhen zwischen 500 m und 2500 m, als auch eine Streuung der Werte bis in sehr große Höhen. Nennenswerte Unterschiede zwischen beiden Verteilungen sind nicht zu erkennen. Nachfolgend sind die relativen saisonalen Häufigkeitsverteilungen der Höhen gegeben.

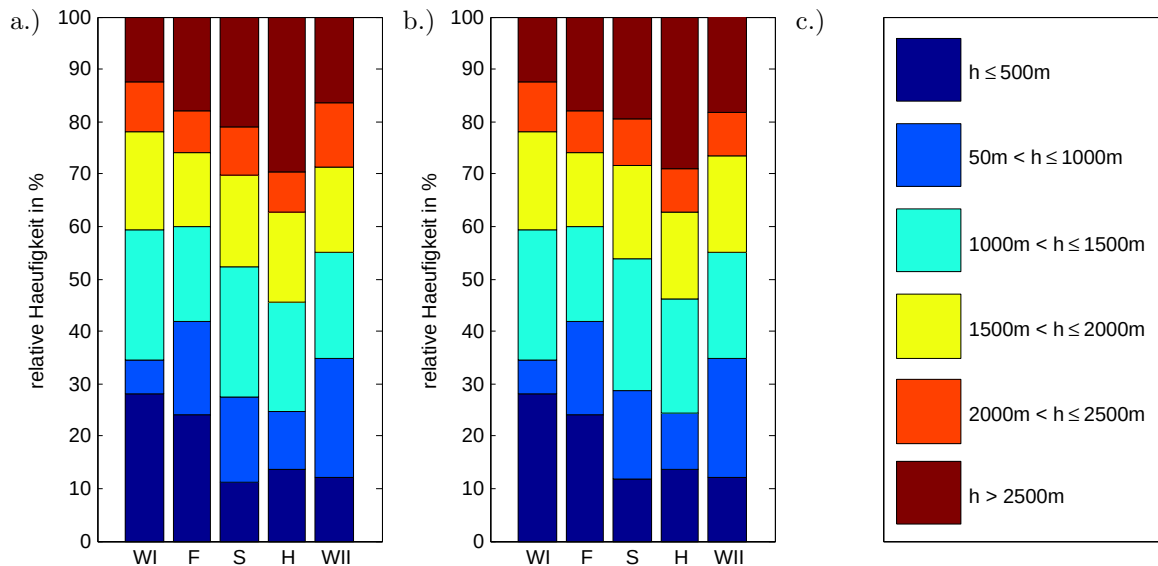


Abbildung 58: a.) relative saisonale Häufigkeit der Höhen des maximalen vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur von 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, b.) relative saisonale Häufigkeit der Höhen des maximalen vertikalen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur von 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, c.) Legende zu a.) und b.)

Auch die quantitative Auswertung der Höhenverteilungen in Abbildung 58 zeigt nur geringe Unterschiede, sodass auch ein großer linearer Korrelationskoeffizient von $r = 0,96$ bei einer Signifikanz von $> 99,9\%$ zu erwarten war. Das heißt, dass die indirekte Berücksichtigung der Feuchte durch die virtuelle potentielle Temperatur keinen nennenswerten Beitrag liefert und damit bei diesem Kriterium vernachlässigbar ist. Nachfolgend sind die Quantile der Höhen in Tabelle 18 zusammengefasst.

1042 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
Θ 75%-Quantil	2369	\	\
Θ 50%-Quantil	1458	\	\
Θ_v 75%-Quantil	2330	\	\
Θ_v 50%-Quantil	1426	\	\

Tabelle 18: Quantile der ermittelten Höhen des maximalen vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur und der virtuellen potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

Bezüglich der Vernachlässigung der Fehlerangabe sei auf die Fehlerbetrachtung im **Anhang** unter **A Fehlerbetrachtung für Schichten mit streng monotonen Gradienten und Maximalgradienten** (S. 133) verwiesen.

Da für jeden der instabilen Tage ein maximaler Gradient und eine zugehörige Höhe ermittelt werden konnte, entspricht die saisonale Häufigkeit von Tagen, für die mit dieser Methode eine Grenzschichthöhe ermittelbar war, der saisonalen Verteilung instabiler Tage.

K9: Paketmethode

Diese Methode wurde hier dahingehend modifiziert, dass die Grenzschichthöhenbestimmung mit der 2m-Temperatur vom Startzeitpunkt als Bodenwert, und nicht die maximale 2m-Temperatur des entsprechenden Tages, genutzt wurde.

Da für die Stabilitätsanalyse verschiedene Kriterien zusammengefasst wurden, musste eine als instabil

identifizierte Schichtung nicht zwangsläufig auch im Vertikalprofil der virtuellen potentiellen Temperatur vorliegen. Dies führte dazu, dass bei zirka 18 % der 1042 instabilen Tage kein für die Paketmethode notwendiger negativer Gradient in Bodennähe vorlag und somit keine Grenzschichthöhenbestimmung mit dieser Methode möglich war. Die jährliche Verteilung der verbliebenen 859 Höhen ist in Abbildung 59 dargestellt.

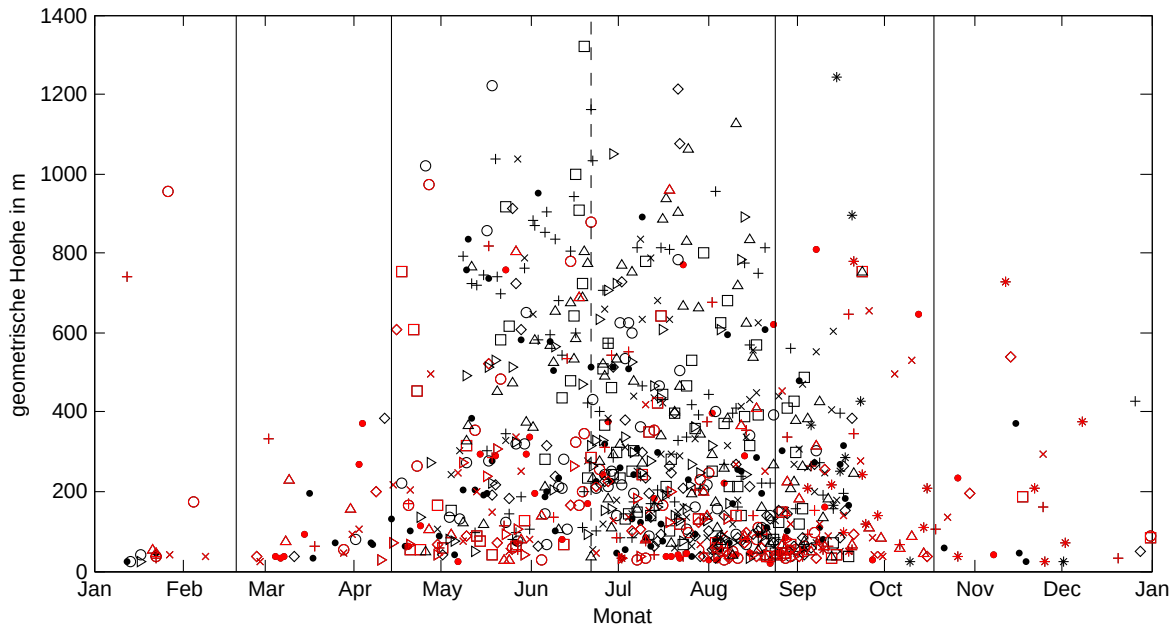


Abbildung 59: jährliche Verteilung der mit der Paketmethode ermittelten Grenzschichthöhen der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende, *rote Datenpunkte:* nicht berücksichtigte Höhen (Erklärung siehe Text)

Bei den in rot dargestellten Datenpunkten, handelt es sich um die ermittelten Höhen jener Tage, für die sich aus der Fehlerbetrachtung ein unterer Fehlerbalken der Grenzschichthöhe ergab, der vom Betrag her der ermittelten Höhe selbst entsprach. Das heißt, die Paketmethode lieferte für diese Tage bei der ungünstigsten Verteilung der Fehler durch das begrenzte Auflösungsvermögen der Messgeräte kein Ergebnis mehr. Dies entsprach einem Fehlerbalken von 100 %. Für eine ausführliche Erklärung sei auf die entsprechende Fehlerbetrachtung im **Anhang** unter **A K9 (Programm: *simpleparcelmethod*)** (S. 130) verwiesen. Solche Fehlerbalken traten bei zirka 36 % der 859 ermittelten Höhen auf. Anhand der roten Symbolik wird deutlich, dass die unrealistisch großen Höhen in den Übergangsjahreszeiten und im Winter sehr häufig mit diesen Fehlerbalken behaftet sind (siehe Abb. 59). Entsprechend handelt es sich um Tage mit einer schwach instabilen Schichtung. Bei den nachfolgenden relativen Häufigkeitsverteilungen wurden die Höhen die einen solchen Fehlerbalken besaßen nicht berücksichtigt.

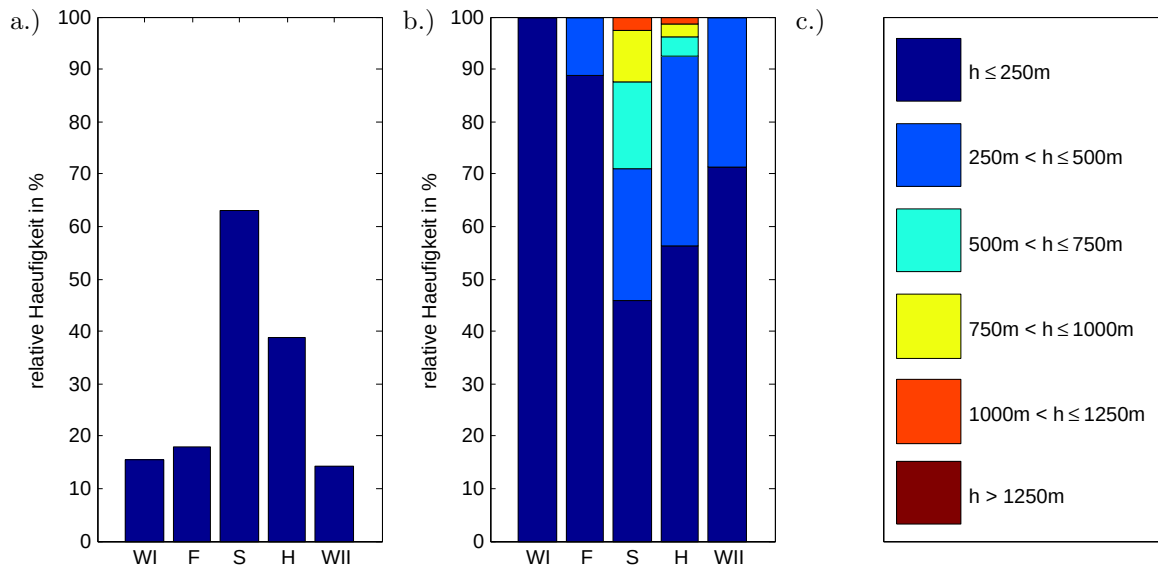


Abbildung 60: a.) relative saisonale Häufigkeit der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung für die mit der Paketmethode eine Grenzschichthöhe ermittelt werden konnte, b.) relative saisonale Häufigkeit der mit der Paketmethode ermittelten Höhen, c.) Legende zu b.)

Mit der Paketmethode konnte im Sommer und Herbst für zirka 63 % (S) beziehungsweise zirka 39 % (H) der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung eine Grenzschichthöhe ermittelt werden (Abb. 60 a.)). In den übrigen Jahreszeiten war dies insgesamt nur für zirka 16 % (21 von 131 instabilen Tagen (WI+F+WII)) möglich, da die notwendigen Voraussetzungen für die Anwendung der Methode, das heißt ein negativer Gradient der virtuellen potentiellen Temperatur in Bodennähe, nicht gegeben waren beziehungsweise 100%-Fehlerbalken auftraten.

Anhand der relativen Höhenverteilung (Abb. 60 b.)) wird deutlich, dass im Sommer zirka 88 % der ermittelten Höhen unterhalb von 1000 m liegen. Nachfolgend sind das 75%- und das 50%-Quantil der Höhen und der entsprechenden Fehlerbalken gegeben.

546 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75%-Quantil	490	103	99
50%-Quantil	256	46	47

Tabelle 19: Quantile der mit der Paketmethode ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen unter Vernachlässigung von Höhen mit einem unteren Fehlerbalken von 100 %

K11, K13: Höhe einer signifikanten Änderung

Analog zur Analyse der Scherschichten der Windgeschwindigkeit unter **S1** und der Windrichtung unter **S5** wurde hier das obere Ende der Schicht mit dem maximalen streng monotonen Abfall der relativen und der spezifischen Feuchte für Tage mit einer instabilen Schichtung ermittelt. Nachfolgend sind die jährlichen Verteilungen dieser Höhen gegeben.

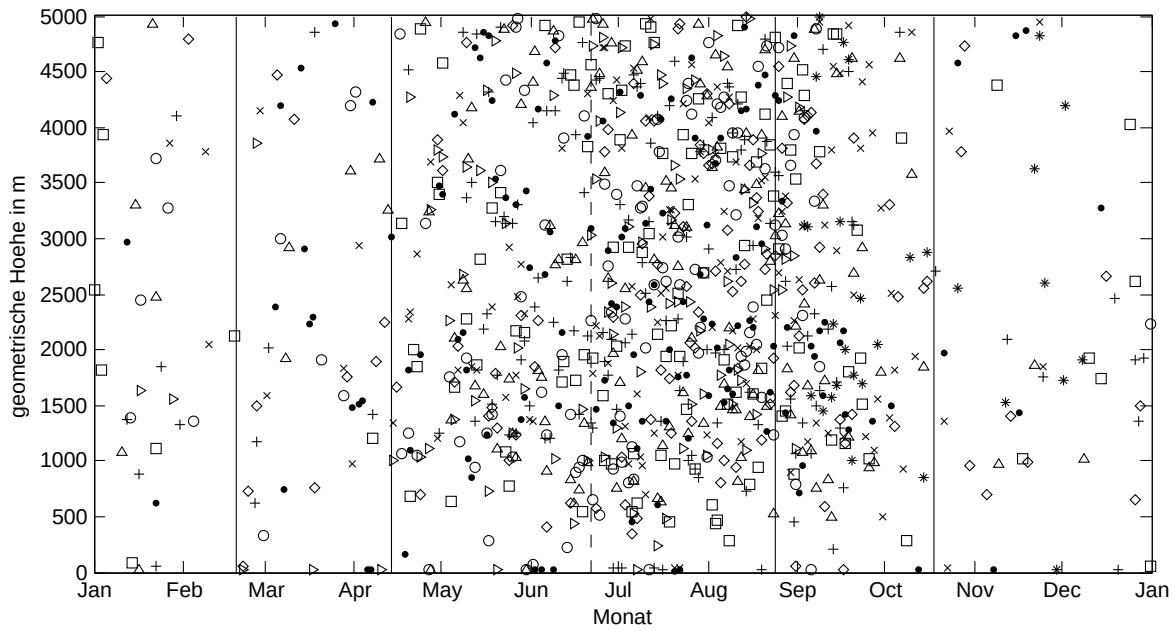


Abbildung 61: oberes Ende der Schicht mit der maximalen Abnahme der relativen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

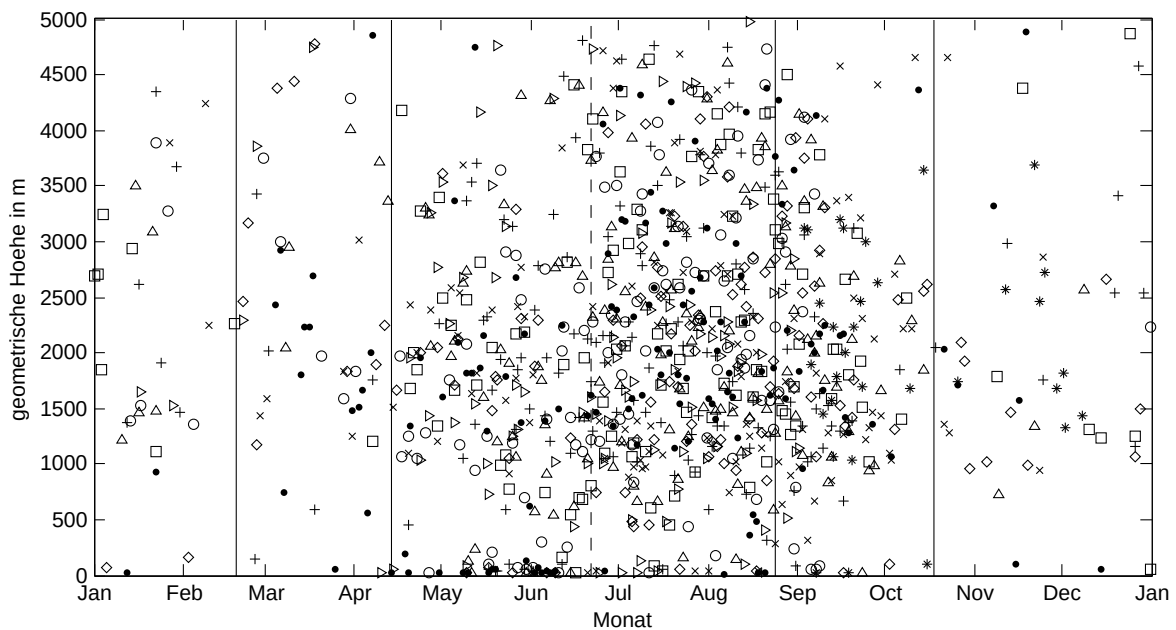


Abbildung 62: oberes Ende der Schicht mit der maximalen Abnahme der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In beiden Verteilungen zeigt sich eine starke Streuung der Höhen über den gesamten untersuchten Höhenbereich bis 5000 m, wobei bei den Höhen der spezifischen Feuchte (Abb. 62) eine geringe Häufung zwischen 500 m und 2500 m und in Bodennähe zu erkennen ist. Quantitativ wird dies auch anhand der in Abbildung 63 gegebenen relativen saisonalen Häufigkeitsverteilungen deutlich.

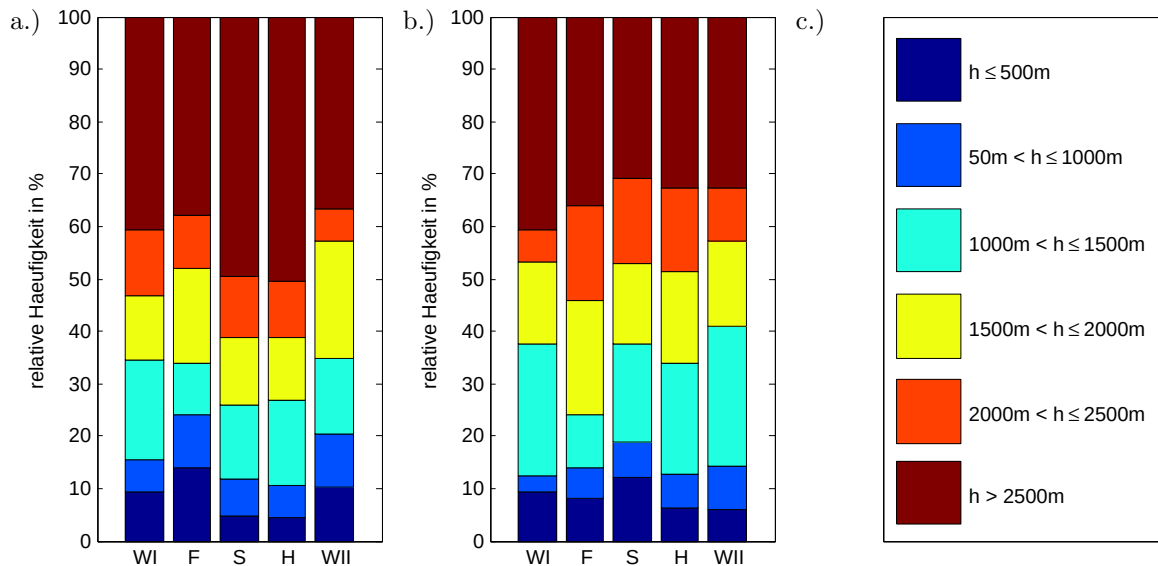


Abbildung 63: a.) Häufigkeitsverteilungen der Höhen der maximalen Abnahme der relativen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, b.) Häufigkeitsverteilungen der Höhen der maximalen Abnahme der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, c.) Legende zu a.) und b.)

Im Sommer und Herbst liegen jeweils zirka 50 % der Höhen aus den Profilen der relativen Feuchte oberhalb von 2500 m (Abb. 63 a.)), während die Mehrheit der Höhen aus den Profilen der spezifischen Feuchte (Abb. 63 b.)) ganzjährig unter 2500 m liegen. Die leichten Jahresgänge der beiden Höhenverteilungen sind gegensätzlich. Während für die relative Feuchte im Sommer größere Höhen auftreten, nimmt für die spezifische Feuchte die Häufigkeit geringerer Höhen in dieser Jahreszeit zu. Ursache hierfür könnte die Verdunstung von Wasser im Boden sein, die zu einem erhöhten Wasserdampfgehalt in den bodennahen Luftschichten führt. Nachfolgend sind in Tabelle 20 die entsprechenden Quantile der Höhen aufgelistet. Auf eine Fehlerrechnung wurde auch hier verzichtet. Hier sei ebenfalls auf die Fehlerbetrachtung im **Anhang** unter **A Fehlerbetrachtung für Schichten mit streng monotonen Gradienten und Maximalgradienten** (S. 133) verwiesen.

1042 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
rh : 75%-Quantil	3778	\	\
rh : 50%-Quantil	2400	\	\
q : 75%-Quantil	2783	\	\
q : 50%-Quantil	1913	\	\

Tabelle 20: Quantile der ermittelten Höhen des maximalen Abfalls der relativen Feuchte und der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

K12, K14: Höhe des minimalen Gradienten

Nachfolgend ist die jahreszeitliche Verteilung der Höhen des maximalen negativen (minimalen) vertikalen Gradienten (Glg. 7.4) der relativen Feuchte (Abb. 64) und der spezifischen Feuchte (Abb. 65) als Streudiagramm dargestellt. Der Vorwärtsdifferenzenquotient am Boden wurde analog zu **K7**, **K10** auch hier nicht berücksichtigt.

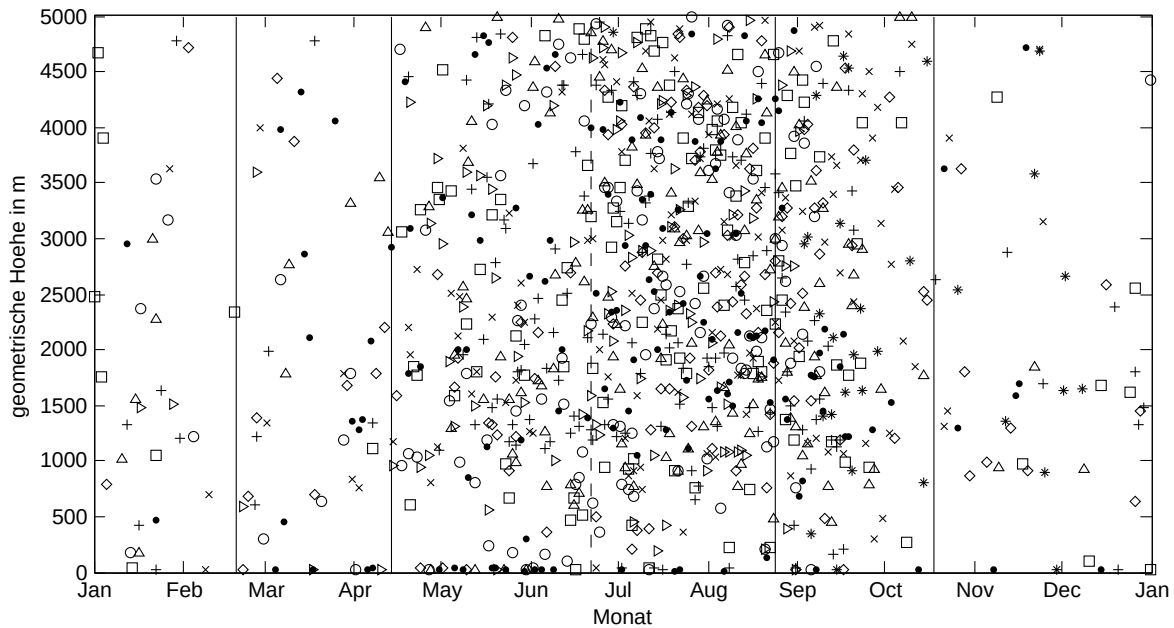


Abbildung 64: Höhen des minimalen vertikalen Gradienten der relativen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

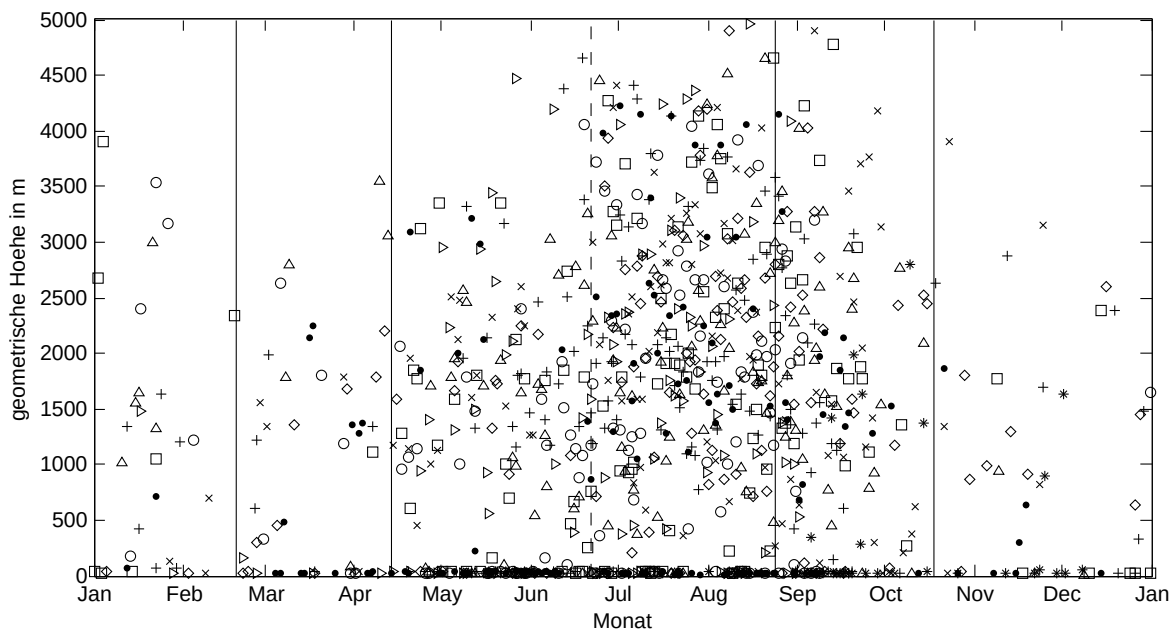


Abbildung 65: Höhen des minimalen vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In beiden Verteilungen (Abb. 64, Abb. 65) zeigt sich eine starke Streuung der Höhen über den gesamten Untersuchungsbereich von 5000 m, sodass mit diesen Methoden sehr häufig unrealistisch große Höhen ermittelt werden. Der größte negative Gradient der relativen Feuchte liegt nur selten in Bodennähe und tritt häufig oberhalb von 1000 m auf. Im Gegensatz dazu liegt der maximale negative Gradient der spezifischen Feuchte ganzjährig häufiger in niedrigeren Höhen und insbesondere in den Sommermonaten in Bodennähe vor. Dies zeigt sich auch in der nachfolgenden relativen saisonalen Höhenverteilung der Gradienten.

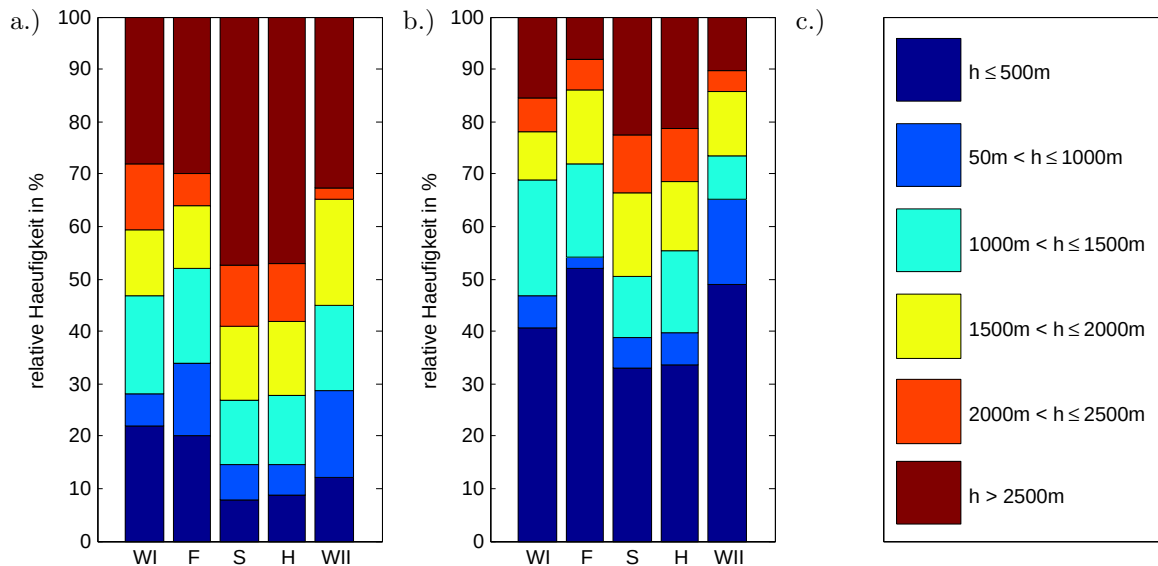


Abbildung 66: a.) relative saisonale Häufigkeit der Höhen des maximalen negativen vertikalen Gradienten der relativen Feuchte von 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, b.) relative saisonale Häufigkeit der Höhen des maximalen negativen vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte von 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, c.) Legende zu a.) und b.)

Beide Verteilungen zeigen einen ähnlichen Jahresgang, wobei im Sommer und Herbst zirka 48 % (S) beziehungsweise 47 % (H) der Höhen der minimalen vertikalen Gradienten der relativen Feuchte oberhalb von 2500 m liegen (Abb. 66 a.)). Die Höhen des minimalen vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte sind ganzjährig niedriger (Abb. 66 b.)). Nachfolgend sind die Quantile der Höhen tabellarisch zusammengefasst (Tab. 21). Auf eine Fehlerberechnung wurde auch hier verzichtet. Hierzu sei auf die Fehlerbetrachtung im **Anhang** unter **A Fehlerbetrachtung für Schichten mit streng monotonen Gradienten und Maximalgradienten** (S. 133) verwiesen.

1042 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
rh : 75%-Quantil	3592	\	\
rh : 50%-Quantil	2270	\	\
q : 75%-Quantil	2287	\	\
q : 50%-Quantil	1336	\	\

Tabelle 21: Quantile der ermittelten Höhen des maximalen negativen vertikalen Gradienten der relativen und der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

Mit diesem Kriterium konnte für alle instabilen Tage eine Höhe ermittelt werden. Die zugehörigen relativen saisonalen Häufigkeitsverteilungen entsprechen somit der Verteilung instabiler Tage.

K15: Bulk-Richardson-Zahl

In der nachfolgenden Abbildung 67 ist die jahreszeitliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung gegeben.

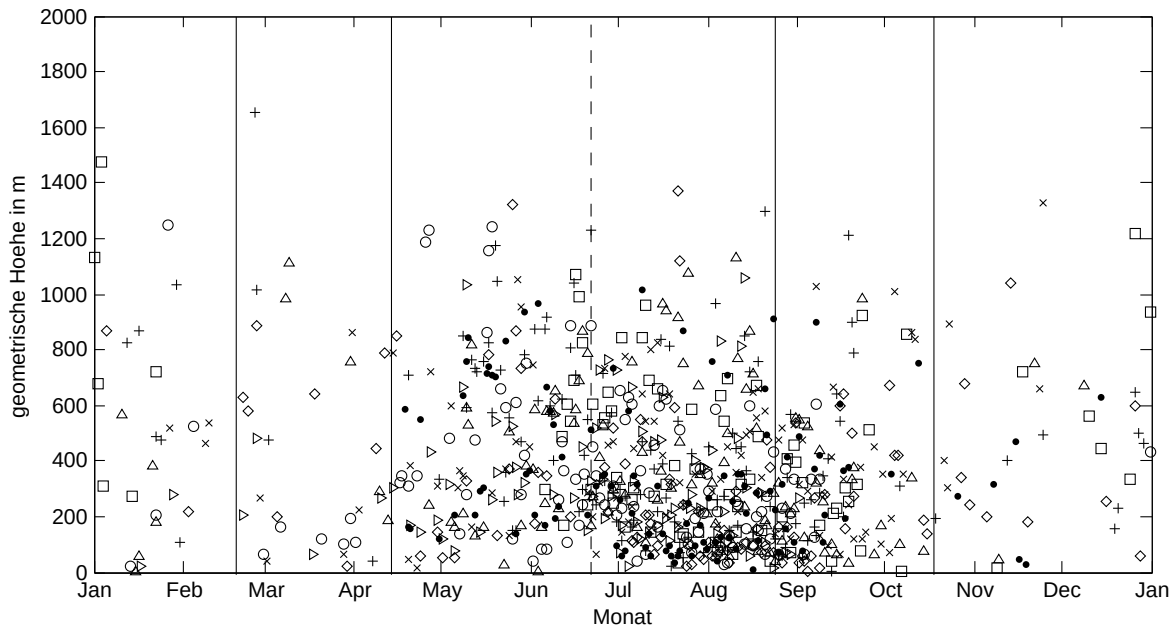


Abbildung 67: jährliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In dieser Verteilung zeigt sich eine starke Häufung der Höhen unterhalb von etwa 500 m. Um den 21. Juni wurden häufiger auch Höhen oberhalb von 500 m ermittelt. Nachfolgend ist relative saisonale Häufigkeitsverteilung der mit dieser Methode erfassten instabilen Tage und die relative saisonale Häufigkeitsverteilung der ermittelten Höhen gegeben.

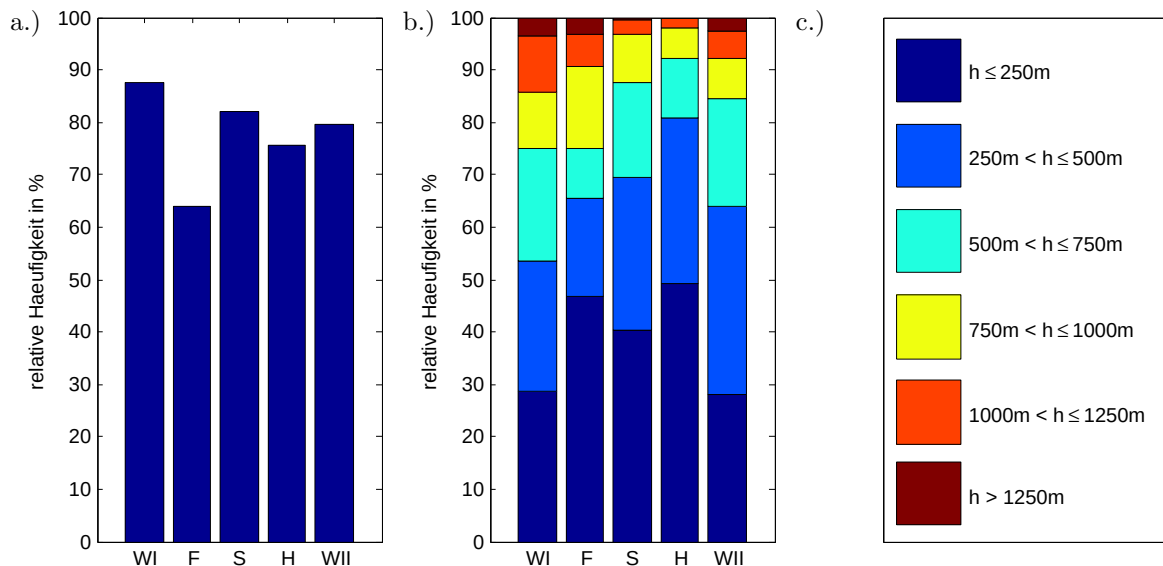


Abbildung 68: a.) relative saisonale Häufigkeit der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung für die mit Gleichung 8.2 eine Höhe ermittelt werden konnte, b.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der ermittelten Höhen, c.) Legende zu b.)

Aufgrund der Empfindlichkeit dieser Methode gegenüber Fehlern in den Messgrößen, konnte nur für zirka 80 % (zirka 20 % fehlerhaft) der instabilen Tage eine Grenzschichthöhe ermittelt werden (siehe Abb. 68 a.)).

Im Sommer und insbesondere im Herbst liegen 70 % beziehungsweise 81 % der Höhen unterhalb von 500 m.

In den Wintermonaten und im Frühjahr wurden häufiger auch Höhen oberhalb von 500 m gefunden. Dies erscheint widersprüchlich, da im Sommer und Herbst die größten Höhen zu erwarten sind. Anhand von Abbildung 67 wird aber deutlich, dass in den Winterzeiträumen und im Frühjahr nur eine sehr geringe Anzahl erfasster instabiler Tage vorlag und dadurch die Höhenverteilung für diese Zeiträume statistisch nicht repräsentativ ist. Nachfolgend sind die Quantile der Höhen und der ermittelten Fehlerbalken gegeben. Die Fehlerberechnung wurde analog zu der Berechnung für das Kriterium **S15** durchgeführt.

835 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken
75%-Quantil	549	85	86
50%-Quantil	306	36	46

Tabelle 22: Quantile der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

9.3 Auswertung der Kriterien für eine neutrale Schichtung

Grundsätzlich ist eine Abschätzung der Grenzschichthöhe bei einer neutralen Temperaturschichtung kritisch. Allerdings liegt eine solche Schichtung streng genommen nur dann vor, wenn das gemessene Temperaturprofil exakt der Trockenadiabaten folgt. Aufgrund des begrenzten Auflösungsvermögens und den daraus resultierenden Fehlerbalken sind hier gegebenenfalls eine Vielzahl von Tagen mit einer schwach stabilen beziehungsweise schwach instabilen Temperaturschichtung als neutral klassifiziert worden. Aus diesem Grund wurden auch die als neutral klassifizierten Tage mit 2 ausgewählten Kriterien ausgewertet.

SBI-Höhe

Da bei der Höhenermittlung von vorhandenen SBIs dünne Schichten von 50 m vertikaler Ausdehnung mit einer neutralen und/oder instabilen Schichtung zugelassen wurden, konnten auch SBIs in Datensätzen ermittelt werden, die mit den Stabilitätskriterien in Bodennähe als neutral identifiziert wurden (vgl. K4, K5). In Abbildung 69 ist die jährliche Höhenverteilung dieser SBIs gegeben.

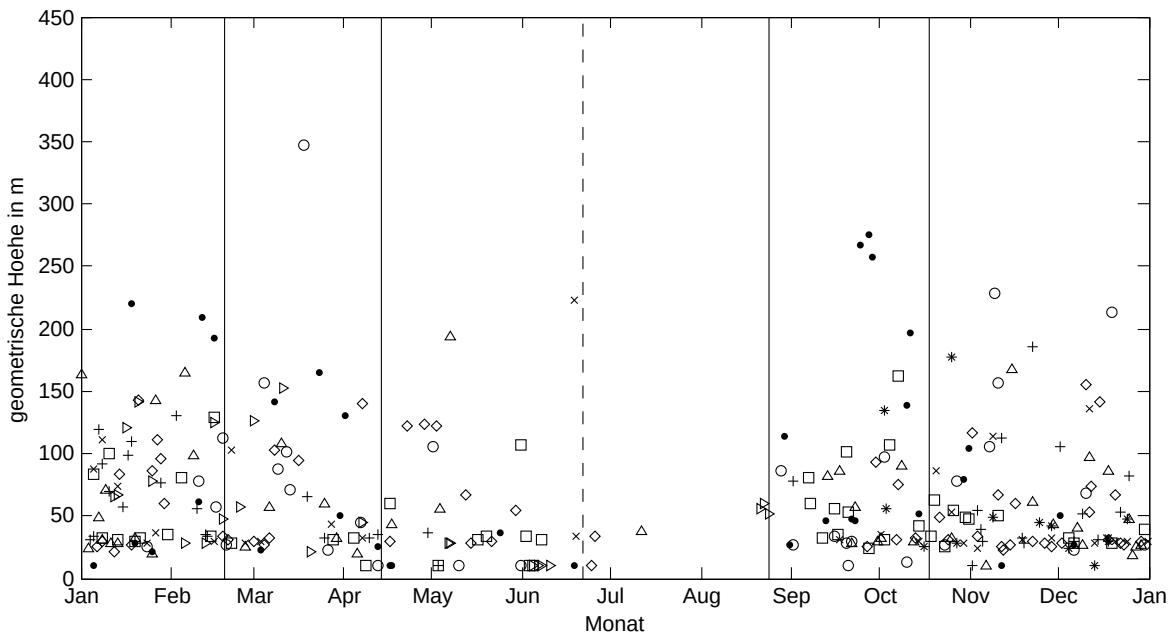


Abbildung 69: SBI-Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Temperaturschichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

Die jahreszeitliche Verteilung in Abbildung 69 ähnelt stark der Verteilung von stabilen Tagen (Abb. 44) sowohl in der Häufigkeitsverteilung als auch der Höhenverteilung, sodass es sich bei diesen als neutral identifizierten Schichtungen möglicherweise um schwach stabile Schichten handelt, die mit den Stabilitätskriterien innerhalb der Fehlergrenzen nicht aufgelöst werden konnten. Die nachfolgende quantitative Auswertung dieser SBIs wurde analog zu den Datensätzen mit einer stabilen Schichtung durchgeführt.

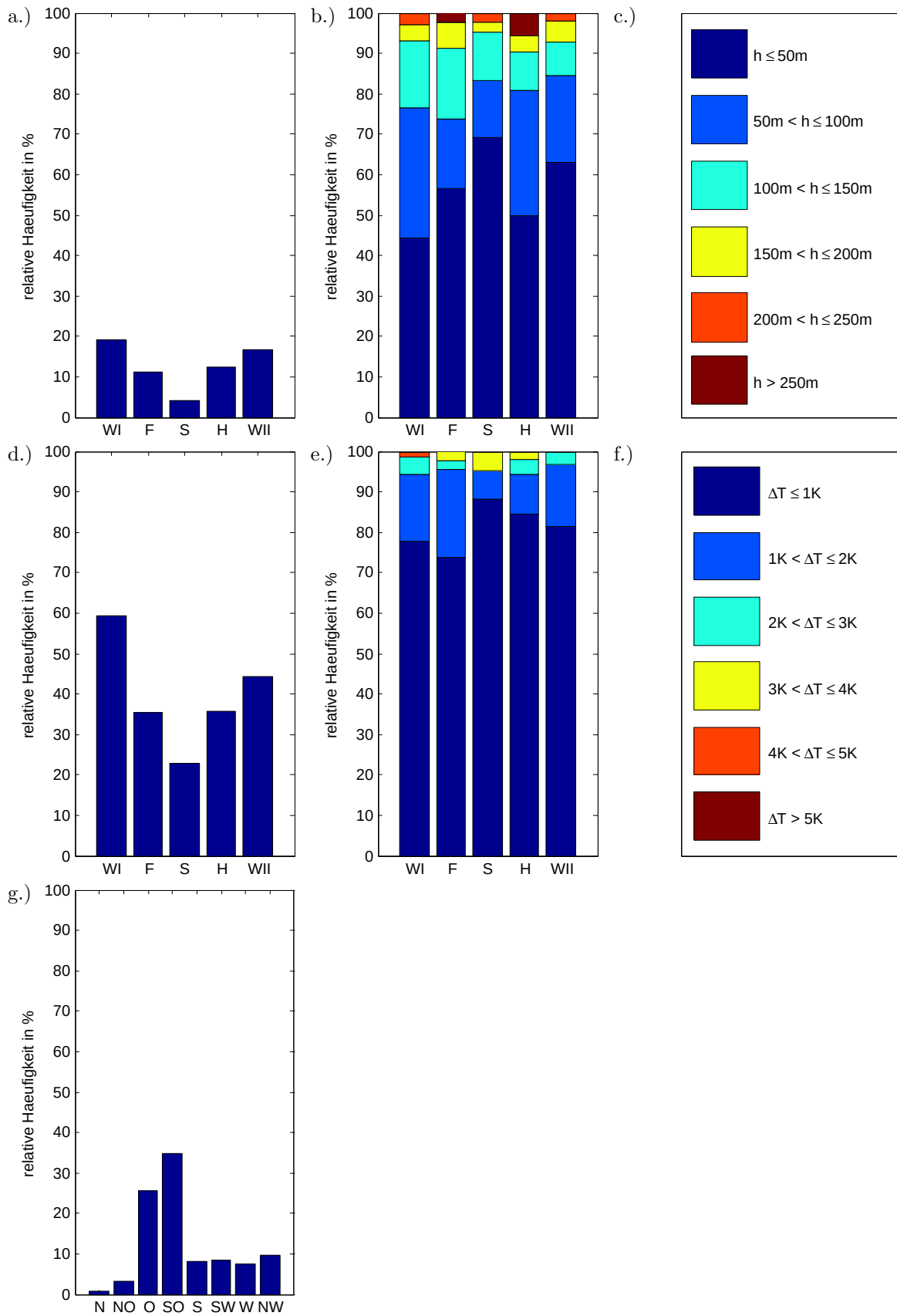


Abbildung 70: a.) relative saisonale Häufigkeit von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung, b.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der SBI-Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung, c.) Legende zu b.), d.) relative saisonale Häufigkeit von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung, e.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der SBI-Tiefen der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung, f.) Legende zu e.), g.) relative Häufigkeitsverteilung der 10m-Windrichtung von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung

Bezogen auf die Gesamtanzahl der Tage je Saison, wurden in den Winterperioden noch weitere 19 % beziehungsweise 17 % (siehe Abb. 70 a.)) der Tage erfasst. Im Sommer hingegen nur etwa 4 %. Die relative saisonale Höhenverteilung (Abb. 70 b.)) ist ebenfalls ähnlich, allerdings mit einem leicht abweichenden Jahresgang zur Verteilung stabiler Tage (Abb. 45 b.)). Deutliche Unterschiede zeigen sich in der relativen saisonalen Häufigkeitsverteilung der Inversionstiefen und der Windrichtungsverteilung im Temperaturmaximum gegenüber den entsprechenden Verteilungen von Tagen mit einer stabilen Schichtung (siehe Abb. 45 e.) und Abb. 45 g.)). Für Tage mit einer als neutral klassifizierten Schichtung sind in allen Jahreszeiten geringere Tiefen gefunden worden, wodurch sich ein deutlich kleineres 75%-Quantil von 0,8 K ergibt.

Die häufigste Windrichtung in den Temperaturmaxima ist für neutrale Tage ebenfalls Südost (Abb. 70 g.)). Die Windrichtung Ost trat im Vergleich zu den stabilen Tagen deutlich seltener auf. Wind aus Richtung Süd, Südwest, West und Nordwest traten im Unterschied zu den stabilen Tagen etwa gleich häufig auf. Dies deutet darauf hin, dass sich SBIs bei einer Anströmung aus Richtung Südwest aufgrund der Kaltluftadvektion von den Gletschern (Austre/Vestre Brøggerbreen) ausbilden beziehungsweise vorhandene SBIs größere Tiefen erreichen. In Tabelle 23 sind die Quantile der Höhen und der zugehörigen Fehlerbalken zusammengefasst.

309 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken
75%-Quantil	86	23	51
50%-Quantil	41	2	28

Tabelle 23: Quantile der ermittelten Höhen von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Temperaturschichtung

Diese Quantile sind im Vergleich zu den Quantilen der SBI Höhen an stabilen Tage (siehe Tab. 11) geringfügig größer. Der lineare Korrelationskoeffizient zwischen der Inversionstiefe und der Inversionshöhe beträgt $r = 0,70$ bei einer Signifikanz von $> 99,9\%$.

Bulk-Richardson-Zahl

Im Gegensatz zu den spezialisierten Kriterien lässt sich mit dieser Methode bei intakten Datensätzen unabhängig von der statischen Stabilität immer eine Höhe bestimmen, in der die untere Troposphäre vom Boden beginnend dynamisch stabil wird. Unter neutralen Bedingungen ist dieser Zustand aber nicht stationär, da schon kleine Störungen, wie zum Beispiel Windböhen, einen kurzzeitigen turbulenten Austausch in dünnen Schichten hervorrufen können. Dadurch ist eine Definition der Grenzschichthöhe für diesen Zustand der Grenzschicht nicht trivial möglich. Eine Auswertung von exakt statisch neutralen Tagen führt somit zu Grenzschichthöhen ohne repräsentativen Wert. Da es sich bei den hier als neutral identifizierten Sondierungen um Datensätze handelt die zumeist kein exakt trockenindifferentes Temperaturprofil aufwiesen, wurde die Grenzschichthöhe auch für diese 11UTC-Sondierungen bestimmt.

In Abbildung 71 ist die jahreszeitliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung gegeben.

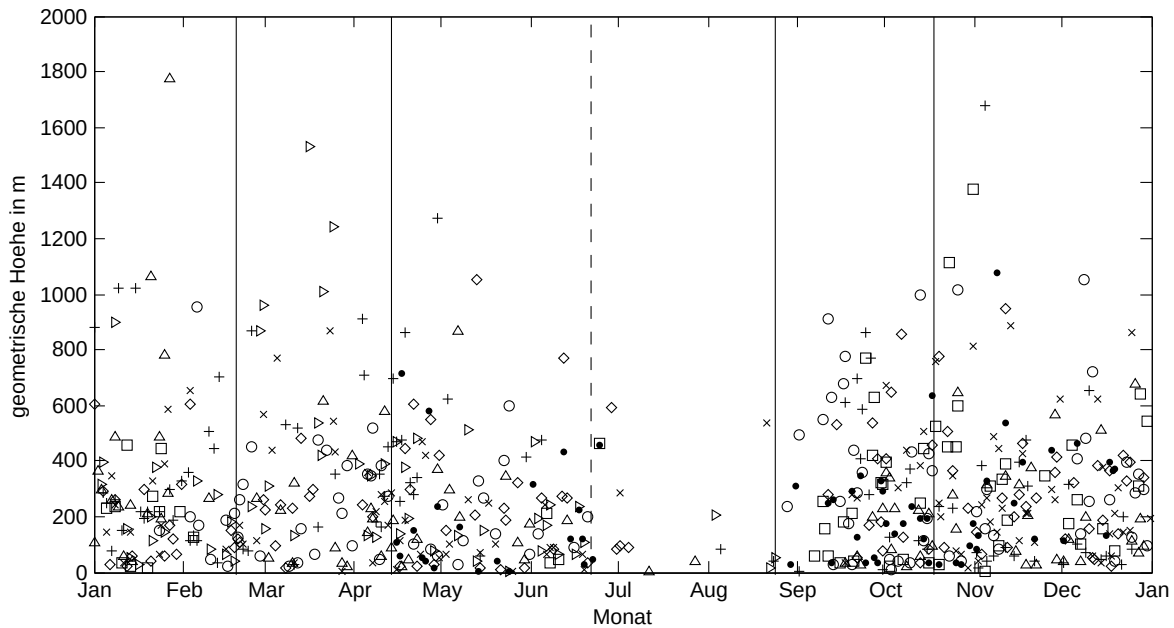


Abbildung 71: jährliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende

In dieser Verteilung ist eine Häufung der ermittelten Höhen unterhalb von 400 m zu erkennen. Damit liegen diese Höhen häufig oberhalb der Höhen von stabilen Tagen (siehe Abb. 49) und unterhalb von Höhen an instabilen Tagen (siehe Abb. 67) die mit Gleichung 8.2 ermittelt wurden. Für diese Höhen ergeben sich bei der zu **S15** und **K15** analogen Auswertung folgende relative saisonale Häufigkeitsverteilungen.

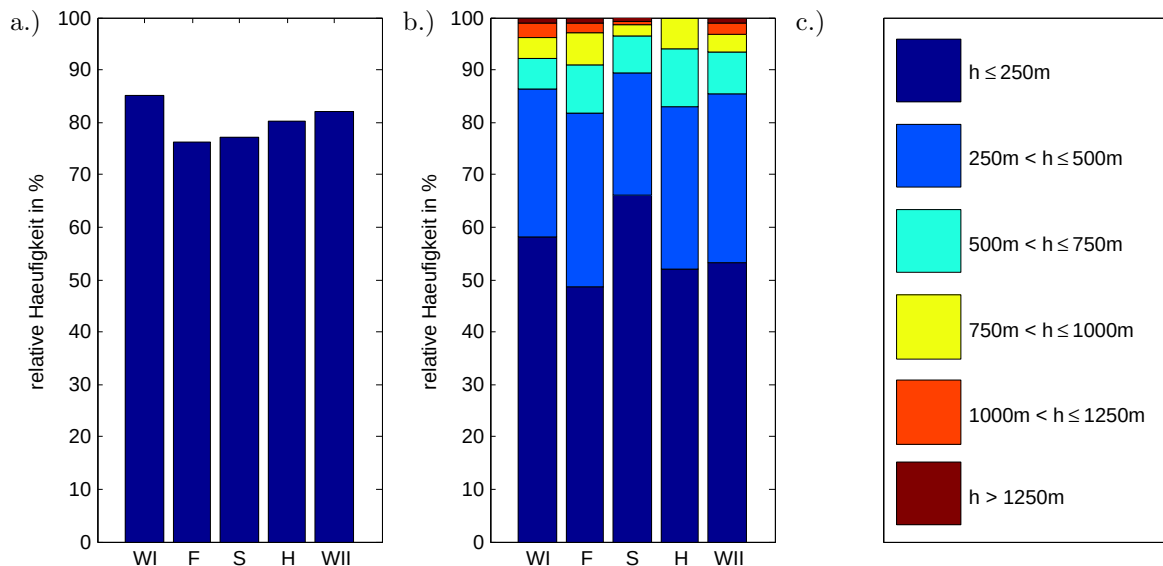


Abbildung 72: a.) relative saisonale Häufigkeit der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung für die mit Gleichung 8.2 eine Höhe ermittelt werden konnte, b.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung der ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung, c.) Legende zu b.)

Insgesamt konnte für zirka 80 % der 799 neutralen Tage eine Grenzschichthöhe ermittelt werden (Abb. 72 a.)). Ganzjährig liegen diese Höhen hauptsächlich unterhalb von 500 m, wobei nur ein schwacher Jahresgang mit geringfügig häufigeren Auftreten von Höhen unter 250 m im Sommer zu erkennen ist (Abb. 72 b.)). Da es sich möglicherweise hauptsächlich um schwach stabile Schichtungen handelt, ergeben

sich ähnliche Ergebnisse zu der Auswertung der stabilen Tage (siehe Abb. 50 b.)). In Tabelle 24 sind die Quantile der Höhe und der Fehlerbalken gegeben. Die Fehlerbalken wurden ebenfalls analog zu Kriterien **S15** und **K15** berechnet.

640 11UTC-Sondierungen	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken
75%-Quantil	384	51	66
50%-Quantil	218	25	30

Tabelle 24: Quantile der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung

10 Zusammenfassung und Diskussion der ermittelten Höhen

In Abbildung 73 sind noch einmal alle Quantile der ermittelten Höhen für die Grenzschicht und die zugehörigen Fehlerbalken, sofern diese explizit bestimmt wurden, tabellarisch zusammengefasst. Die Färbung der Felder gibt den thermischen Zustand der Tage an, die mit dem entsprechenden Kriterium ausgewertet wurden. *Blau* entspricht einer stabilen, *grün* einer neutralen und *rot* einer instabilen Schichtung. Bei den in *grau* dargestellten Feldern wurden alle 11UTC-Sondierungen ausgewertet. Doppellinien zwischen den Feldern weisen analog zu Abbildung 34 auf die programmtechnische Verknüpfung hin. Die ausführliche Auswertung der Höhen die sich aus der *Bulk*-Richardson-Zahl (Glg. 8.2) für alle 11UTC-Sondierungen ergaben (letztes Feld) ist in Kapitel **11 Vergleich der Höhen aus den Beobachtungsdaten zu den Höhen aus der ECMWF-Analyse** (S. 107) zu finden. Die Sortierung der übrigen Kriterien entspricht der Reihenfolge der vorangegangenen ausführlichen Auswertung.

Die Fehlerbalken der Kriterien für die eine Fehlerrechnung durchgeführt wurde, sind ein Maß für die Empfindlichkeit des Kriteriums gegenüber Fehlern in den Messgrößen in der Höhe des Auflösungsvermögens der Messinstrumente (siehe **Anhang** unter **A Fehlerbetrachtung** (S. 124)).

#	Methode	10m Wert	Höhe in m	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m	Tage	Basis	Fehler
S1, K1	Scherung der Windgeschwindigkeit	ja	2885	/	/	2762	2785	23
	75%-Quantil		1493	/	/			
S2, S3	LIJ-Höhe	ja	788	34	56	1386	2785	141
	75%-Quantil		295	26	33			
S4	LIJ-Höhe (oberes Minimum)	ja	1107	60	54	1386	2785	141
	75%-Quantil		662	44	29			
S2, S3	LIJ-Höhe	ja	662	39	57	510	944	69
	75%-Quantil		303	27	41			
S4	LIJ-Höhe (oberes Minimum)	ja	1040	59	54	510	944	69
	75%-Quantil		646	46	30			
S5, K2	Scherung der Windrichtung	ja	1369	/	/	2762	2785	23
	75%-Quantil		719	/	/			
S6, S7, S8	SBI-Höhe	ja	65	23	58	927	944	0
	75%-Quantil		34	2	32			
S10	Höhe einer neutralen Schicht (θ)	nein	138	/	/	944	944	0
	75%-Quantil		84	/	/			
	Höhe einer neutralen Schicht (θ , isobar)	nein	222	/	/	944	944	0
	75%-Quantil		121	/	/			
S14	Höhe einer neutralen Schicht (θ_{vi})	nein	208	/	/	944	944	0
	75%-Quantil		115	/	/			
	Höhe einer neutralen Schicht (θ_v , isobar)	nein	212	/	/	944	944	0
	75%-Quantil		117	/	/			
S15	Bulk-Richardson-Zahl (Glg. 8.2)	nein	183	22	27	750	944	194
	75%-Quantil		57	7	14			
K4, K5	LI-Höhe	ja	1181	51	27	997	1042	0
	75%-Quantil		670	28	2			
K6	Höhe einer stabilen Schicht (θ)	nein	324	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		122	/	/			
	Höhe einer stabilen Schicht (θ , isobar)	nein	139	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		72	/	/			
K8	Höhe einer stabilen Schicht (θ_{vi})	nein	147	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		75	/	/			
	Höhe einer stabilen Schicht (θ_v , isobar)	nein	146	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		73	/	/			
K7	Höhe des maximalen Gradienten (θ)	nein	2369	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		1458	/	/			
K10	Höhe des maximalen Gradienten (θ_{vi})	nein	2330	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		1426	/	/			
K9	Paketmethode	nein	490	103	99	859 (546)	1042	183(496)
	75%-Quantil		256	46	47			
K11	Höhe einer signifikanten Änderung (rh)	nein	3778	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		2400	/	/			
K13	Höhe einer signifikanten Änderung (q)	nein	2783	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		1913	/	/			
K12	Höhe des minimalen Gradienten (rh)	nein	3592	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		2270	/	/			
K14	Höhe des minimalen Gradienten (q)	nein	2287	/	/	1042	1042	0
	75%-Quantil		1336	/	/			
K15	Bulk-Richardson-Zahl (Glg. 8.2)	nein	549	85	86	835	1042	207
	75%-Quantil		306	36	46			
	SBI-Höhe	ja	86	23	51	309	799	0
	75%-Quantil		41	2	28			
	Bulk-Richardson-Zahl (Glg. 8.2)	nein	384	51	66	640	799	159
	75%-Quantil		218	25	30			
	Bulk-Richardson-Zahl (Glg. 8.2)	nein	373	51	60	2225	2785	560
	75%-Quantil		187	22	30			

Abbildung 73: Zusammenfassung der ermittelten Grenzschichthöhen, *graue* Felder: Auswertung für den gesamten 11UTC-Sondierungen, *blaue* Felder: Auswertung stabiler 11UTC-Sondierungen, *rote* Felder: Auswertung instabiler 11UTC-Sondierungen, *grüne* Felder: Auswertung neutraler 11UTC-Sondierungen

Höhen der stabilen Grenzschicht

Wie im Kapitel **6.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung** (S. 29) bereits erläutert wurde, nimmt die Windgeschwindigkeit auch noch in Höhen oberhalb von 2500 m signifikant zu (siehe Abb. 16 bis Abb. 21), wodurch Schichten streng monotoner Gradienten nicht nur in Höhen auftreten, in denen Grenzschichtprozesse und orographische Störungen der Windgeschwindigkeit zu erwarten sind. Im Höhenbereich vom Boden bis mindestens zu einer Höhe von 1250 m liegen zusätzlich orographische Störungen vor, die zu weiteren Scherungen führen, wodurch eine Häufung von 50 % der Höhen, in denen die Maximalscherungen enden, unterhalb von 1493 m auftritt. Die Höhen dieser niedrigen Scherungen zeigen keinen signifikanten Jahresgang (siehe Abb. 35), sodass der thermische Zustand der Grenzschicht keinen offensichtlichen Einfluss auf diese Scherungen hat. Damit sind niedrige Scherungen lediglich eine Abschätzung für den Höhenbereich, in dem starke Änderungen der Windgeschwindigkeit durch die orographischen Störungen auftreten.

Da oftmals mehrere Scherungen mit wechselndem Vorzeichen gleichzeitig auftreten (siehe Abb. 29), wurde mit dem Algorithmus zur Identifizierung von LLJs in zirka 53 %, der mit diesem Kriterium auswertbaren 11UTC-Sondierungen, eine Windspitze mit den geforderten Eigenschaften gefunden. Treten mehrere solcher Windspitzen in einem Vertikalprofil gleichzeitig auf, ist die Grenzschichthöhenabschätzung nicht eindeutig beziehungsweise die Selektion der Niedrigsten willkürlich, sodass die ermittelten Höhen kein objektives Maß für die Grenzschichthöhe sind. Der leichte Jahresgang der LLJs (siehe Abb. 38) deutet auf eine schwache Abhängigkeit von der solaren Einstrahlung hin. Bei der Vielzahl an möglichen Ursachen, wie sie in Ny-Ålesund gegeben sind, kann beispielsweise die LLJ-Formation durch die inertielle Oszillation in der stabilen Grenzschicht nicht von orographischen Störungen unterschieden werden. Dadurch sind auch die Höhen von LLJs, die sich für Tage mit einer stabilen Schichtung ergaben, nicht als Kriterium zur Grenzschichthöhenabschätzung geeignet.

Da die Windrichtung von einer jährlich nahezu homogenen Verteilung in 1250 m Höhe hauptsächlich auf zwei Richtungen in 500 m Höhe dreht, war eine Häufung der Windrichtungsscherungen in diesem Höhenintervall zu erwarten. In den ermittelten Scherschichten werden realistische Beträge für die Rotation innerhalb der Ekman-Spirale zumeist um ein Vielfaches überschritten, sodass es sich auch bei diesen Scherungen ebenfalls hauptsächlich um orographische Störungen handelt. Sowohl Scherungen der Windrichtung als auch Gradienten der Windgeschwindigkeit allein implizieren noch keinen fortwährenden vertikalen Austausch in der Grenzschicht, sodass anhand dieser Höhen auch keine Aussagen über mögliche Turbulenz in dem entsprechenden Höhenbereich abgeleitet werden können. Der Übergang zum geostrophischen Wind in Richtung und Geschwindigkeit kann aufgrund der Vielzahl von Scherungen nicht eindeutig identifiziert werden. Die Ableitung der Grenzschichthöhe aus Vertikalprofilen der Windrichtung und -geschwindigkeit ist somit für Ny-Ålesund kritisch beziehungsweise ungeeignet. Die ermittelten Höhen könnten aber als „mechanische“ Grenzschichthöhen bezüglich des Windes interpretiert werden. Da Windscherungen ganzjährig vorhanden sind, wird der thermische Zustand der Grenzschicht durch diese beeinflusst, sodass die vollständige Vernachlässigung der Scherungen gegebenenfalls zu falschen Abschätzungen für die Grenzschichthöhe führen kann.

Die für die bodennahen Inversionen (SBIs) ermittelten Höhen sind verglichen zu typisch arktischen SBIs sehr niedrig (siehe z.B. [79]). Hauptursache hierfür sind die häufig nicht typisch hocharktischen Bedingungen mit 2m-Temperaturen die nur selten unter -20°C in den Wintermonaten fallen (siehe Abb. 9). Ähnliche Werte für die Häufigkeit, die Höhe und die Tiefe der bodennahen Inversionen, wie sie in dieser Arbeit ermittelt wurden, ergaben sich beispielsweise auch aus Sondierungen auf der Bäreninsel ($74,92^{\circ}\text{N}$, $19,02^{\circ}\text{O}$) [79]. Eine weitere Ursache ist die vergleichsweise hohe vertikale Auflösung der aufbereiteten Datensätze. Eine aktuelle vergleichende Arbeit ([79]) zeigte, dass mit zunehmender Anzahl von Messpunkten in den vertikalen Temperaturprofilen durch die Auflösung feinerer Strukturen die ermittelten

Höhen von SBIs signifikant sinken. Entsprechend der geringeren Inversionshöhen sinkt auch, wenn auch im geringeren Maße, die Inversionstiefe [79]. Ein Vergleich von SBI-Höhen an verschiedenen Standorten oder unterschiedlichen Zeitpunkten ist somit nur bei konsistenter vertikaler Auflösung möglich.

Die Höhen der niedrigsten neutralen Schicht, das heißt die Höhe des niedrigsten neutralen Gradienten, im Vertikalprofil der potentiellen beziehungsweise der virtuellen potentiellen Temperatur erscheinen im Vergleich zu den SBI-Höhen nicht unrealistisch (siehe Abb. 48), da sich die stabile Temperaturschichtung oberhalb des Temperaturmaximums der Inversion häufig bis in deutlich größere Höhen fortsetzt. Da hier die Gradienten anhand der Fehlerbalken klassifiziert wurden, kann es sich bei den als neutral identifizierten Schichten um schwach stabile beziehungsweise schwach instabile Schichten handeln, wodurch diese Höhen stark von der Definition des Gradienten, dem Auflösungsvermögen der Messgeräte und der vertikalen Auflösung der Vertikalprofile abhängen.

Die mit der *Bulk*-Richardson-Zahl ermittelten Grenzschichthöhen entsprechen jenen Höhen, in der die atmosphärische Schichtung sowohl thermisch als auch mechanisch stabil wird. Dies impliziert, dass unterhalb dieser Höhe ein turbulenter vertikaler Austausch und damit eine Durchmischung stattfindet. Da aber bei mehr als 98 % der stabilen Tage eine SBI gefunden wurde, kann die Destabilisierung nur durch starke bodennahe Scherungen der Windgeschwindigkeit (siehe Nenner von Glg. 8.2) hervorgerufen werden, wodurch die *Bulk*-Richardson-Zahl größere Höhen liefert. Wie eingangs erläutert (siehe **2.2 Variabilität (Tagesgang) der planetarischen Grenzschicht** (S. 6)), führt mechanische Turbulenz in einer thermisch stabilen Schichtung nicht zum vollständigen Abbau der stabilen Schichtung, sodass die Höhen, die sich aus der *Bulk*-Richardson-Zahl ergeben als Ergänzung und nicht etwa als Widerspruch zu den SBI-Höhen zu verstehen sind.

Damit eignen sich zur Charakterisierung von thermisch stabilen Schichtungen in Ny-Ålesund Kriterien, mit welchen die Eigenschaften von bodennahen Inversionen analysiert werden, da stabile Schichtungen ganzjährig am häufigsten in Form von SBIs während der Winterzeiträume und im Frühjahr (siehe **7 Statische Stabilität der Grenzschicht** (S. 45)) auftreten. Die Höhe der niedrigsten neutralen Schicht oberhalb einer stabilen Schichtung, ist eine geeignete Ergänzung zu den SBI-Charakteristika beziehungsweise zur Höhenabschätzung schwach stabiler Schichten in denen keine Inversionen vorliegen. Allerdings hängt diese Höhe sensibel sowohl von der Definition des Gradienten als auch von technischen Parametern ab, wodurch dieses Kriterium datensatz- beziehungsweise umsetzungsspezifische Ergebnisse liefert.

Grundsätzlich eignet sich für die Grenzschichtabschätzung unter Berücksichtigung von mechanischer Turbulenz die *Bulk*-Richardson-Zahl. Jedoch hängt auch diese stark von einer Vielzahl von Parametern, wie der vertikalen Auflösung der Daten, der Genauigkeit der Messinstrumente und zusätzlich von der mathematischen Formulierung (siehe **10.1 Vergleich der Höhen für verschiedene mathematische Formulierungen der Bulk-Richardson-Zahl** (S. 105)) ab. Dadurch sind die ermittelten Höhen ungeeignet für Vergleiche mit alternativen Höhenabschätzungen. Durch die Wahl einer für den zugrundeliegenden Datensatz adäquaten Formulierung kann die Sensitivität der *Bulk*-Richardson-Zahl gegenüber spezifischen Bedingungen wie starken Windscherungen reduziert werden, sodass sich physikalisch realistische Werte für die Grenzschichthöhe ergeben (siehe Abb. 49). Entsprechend der vorangegangenen Ausführungen, sind die drei genannten Kriterien, das heißt die Analyse von SBIs, die *Bulk*-Richardson-Zahl und gegebenenfalls als Ergänzung die niedrigste neutrale Schicht, unter Berücksichtigung der spezifischen Eigenschaften für eine Grenzschichthöhenabschätzung unter thermisch stabilen Bedingungen in Ny-Ålesund geeignet.

Höhen der instabilen Grenzschicht

An zirka 96 % der als instabil klassifizierten Tage konnte eine Inversion im Temperaturprofil identifiziert werden von denen 75 % unterhalb von 1181 m lagen. Gewöhnlich wird angenommen, dass diese Inversion beziehungsweise die Niedrigste im Falle von mehreren Inversionen der *Capping*-Inversion der

konvektiven Grenzschicht entspricht. Höhen von mehr als 1000 m erscheinen aber für die in Ny-Ålesund vorliegenden klimatologischen Bedingungen unrealistisch, da solche Grenzschichthöhen zumeist erst in den mittleren Breiten beziehungsweise Äquatorialgebieten mit einer deutlich höheren solaren Strahlungintensität auftreten. Wahrscheinlicher ist es, dass es sich durch Warmluftadvektion oder Subsidenz bedingte Inversionen handelt, die zwar der niedrigsten Inversion im Sinne eines Temperaturanstiegs mit der Höhe entsprechen, aber deutlich oberhalb der *Capping*-Inversion der Grenzschicht liegen. Schon im Kapitel **5.3 Mehrfachinversionen und Inversionsstrukturen** (S. 24) wurde erwähnt, dass Inversionen evident für die vertikalen Temperaturprofile in Ny-Ålesund sind, die jeweilige Ursache aber nicht trivial identifiziert werden kann. Entsprechend wurde in zirka 97 % der Temperaturprofile aus den 11UTC-Sondierungen eine SBI beziehungsweise eine LI identifiziert, sodass nahezu immer eine Inversion gefunden werden kann, unabhängig davon ob und wie stark die mögliche Konvektion ausgeprägt ist. Somit entspricht eine gehobene Inversion häufig nicht der *Capping*-Inversion.

Die ermittelten Höhen der ersten stabilen Schicht, das heißt die Höhe des niedrigsten stabilen Gradienten im Vertikalprofil der potentiellen beziehungsweise der virtuellen potentiellen Temperatur sind für alle 4 Varianten von diesem Kriterium deutlich geringer, als die Basishöhen der niedrigsten Inversion (siehe Abb. 55). Dies deutet darauf hin, dass schon unterhalb der Inversion stabile Schichten auftreten können, die gegebenenfalls die Konvektion begrenzen und mit der *Capping*-Inversion assoziiert werden sollten. Allerdings kann dies, im Gegensatz zur Basis von LIs, zu einer Unterschätzung der Grenzschichthöhe führen. Zudem sind auch diese Höhen anhand der vertikalen Gradienten im jeweiligen Temperaturprofil ermittelt worden, sodass diese ebenfalls stark von den datensatzspezifischen Fehlergrenzen abhängen.

Die Höhe des maximalen vertikalen Gradienten der potentiellen beziehungsweise der virtuellen potentiellen Temperatur ist ebenfalls nur dann eine Abschätzung für die Höhe der instabilen Grenzschicht, wenn dieser Gradient in der *Capping*-Inversion auftritt. Diese Methode liefert an instabilen Tagen mit den hier definierten Gradienten teilweise unrealistisch große Höhen, da diese Annahme nicht erfüllt ist. Die Mehrheit der ermittelten Höhen liegt oberhalb von 1000 m (siehe Abb. 56 und Abb. 57) und damit noch höher als die Basishöhen der LIs (siehe Abb. 52 b.)), sodass die maximalen positiven Gradienten oftmals auch nicht in der niedrigsten LI vorlagen. Dies deutet darauf hin, dass die Gradienten in Ny-Ålesund die durch Grenzschichtprozesse hervorgerufen werden, häufig deutlich kleiner sind, als Gradienten die durch Prozesse in der freien Troposphäre entstehen. Dieses Kriterium liefert somit, ähnlich zu den Basishöhen von LIs, lediglich eine Höhe in der eine stabile Schicht vorliegt. Die Annahme diese Höhe entspräche der *Capping*-Inversion führt aber gegebenenfalls zu einer starken Überschätzung der Grenzschichthöhe. Schwach stabile Schichten begrenzen das weitere Aufsteigen warmer Luft gegebenenfalls bereits in geringeren Höhen, die durch keines der beiden Kriterien bei Auftreten einer LI erfasst werden.

Die Paketmethode lieferte für keinen der 859 beziehungsweise 546 als instabil klassifizierten Tage eine Grenzschichthöhe oberhalb von 1500 m Höhe (siehe Abb. 59). Mit der in dieser Arbeit genutzten Umsetzung der Paketmethode wird jene Höhe als Grenzschichthöhe definiert, bei der die 2m-Temperatur (Bodentemperatur) im Vertikalprofil der virtuellen potentiellen Temperatur wieder erreicht wird, das heißt die Temperatur wieder mit der Höhe bis zum Bodenwert angestiegen ist. Geschieht dieser Anstieg in mehreren unabhängigen Schichten, wird gegebenenfalls eine sehr dünne schwach stabile Schicht mit der *Capping*-Inversion assoziiert. Diese Schicht entspricht häufig weder der Basis einer gehobenen Inversion (LI) noch weist diese den maximalen Gradienten der potentiellen beziehungsweise der virtuellen potentiellen Temperatur auf, wie an den teilweise sehr großen Fehlerbalken deutlich wird. Anhand der großen Ausfallrate der Paketmethode bei Schwankungen der Messwerte im Bereich des Auflösungsvermögens wird ferner deutlich, dass die als instabil identifizierten Tage oft nur eine schwach instabile beziehungsweise nahe neutrale Schichtung in Bodennähe aufweisen. Dadurch tritt wahrscheinlich häufig keine fortwährende, sondern nur eine sporadische kurzzeitige Konvektion auf. Der Wertebereich der mit der Paketmethode ermittelten Höhen erscheint somit realistisch, da diese Höhen eine theoretische Abschätzung sind, bis zu

der ein Luftpaket bei der gegebenen 2m-Temperatur aufsteigen könnte.

Schichten mit dem größten Abfall der relativen beziehungsweise spezifischen Feuchte enden in Ny-Ålesund zumeist für eine Grenzschichthöhenabschätzung in unrealistisch großen Höhen. Da diese Schichten analog zu den Maximalscherungen der Windrichtung- beziehungsweise der Windgeschwindigkeit ermittelt wurden und die zugehörigen Resultate physikalisch sinnvoll erscheinen, handelt es sich wahrscheinlich nicht um einen ungeeigneten Algorithmus in den entsprechenden Programmen (*analysewindspeed*, *analysewinddirection*, *analyserelativehumidity*, *analysspecifichumidity*). Möglicherweise sind auch hier effektivere Prozesse wie Advektion in der Troposphäre für diese vertikalen Änderungen verantwortlich.

Die maximalen negativen vertikalen Gradienten der relativen und spezifischen Feuchte wurden in ähnlich unrealistisch großen Höhen gefunden, sodass hier der zuvor diskutierte maximale Abfall dieser Größen gegebenenfalls mit diesen Gradienten zusammenfällt.

Die *Bulk*-Richardson-Zahl liefert zur Paketmethode analoge Ergebnisse (vgl. Abb. 67 und Abb. 59), allerdings mit deutlich geringeren Fehlerbalken. Entsprechend ergänzen sich die Resultate dieser beiden Kriterien, wie bereits bei der Erläuterung dieser Methode für instabile Tage erwähnt wurde.

Da alle übrigen Methoden für eine instabile Schichtung unrealistische Grenzschichthöhen liefern, scheinen nur die Paketmethode und die *Bulk*-Richardson-Zahl zur Abschätzung der Grenzschichthöhe für eine instabile Schichtung und damit hauptsächlich für die Sommermonate in Ny-Ålesund geeignet zu sein. Die Ergebnisse der Paketmethode hängen ebenfalls stark von der spezifischen Umsetzung, das heißt empfindlich von der Temperatur die als Bodenwert verwendet wird, ab. Entsprechend ist ein Vergleich mit abweichenden Umsetzungen sowohl von der *Bulk*-Richardson-Zahl als auch von der Paketmethode nicht trivial möglich.

Höhen der neutralen Grenzschicht

Die SBI-Höhen von 11UTC-Sondierungen die als neutral klassifiziert wurden, sind bezogen auf die 75%-Quantile etwa 32 % höher als die SBI-Höhen für stabile Tage. Die geringe Häufigkeit, der analoge Jahresgang und die ähnlichen Fehlerbalken untermauern die Annahme, dass es sich um schwach stabile Schichtungen handelt, die mit der Stabilitätsanalyse im Rahmen der Fehlergrenzen in Bodennähe nicht eindeutig zugeordnet werden konnten. Dies wird auch an den geringeren Inversionstiefen deutlich.

Die *Bulk*-Richardson-Zahl liefert für neutrale Tage Höhen deren 75%-Quantil zwischen den 75%-Quantilen stabiler und instabiler Tage liegt. Dies erscheint realistisch, da der vertikale Austausch bei konstanter Windgeschwindigkeit von weniger stabilen Schichten nicht in dem selben Maße wie in tiefen Inversionen unterdrückt wird, wodurch der turbulente Austausch bis in größere Höhen möglich ist.

Grundsätzlich ist eine Grenzschichthöhenabschätzung für „exakt“ neutrale Schichtungen physikalisch nicht sinnvoll. Da aber die Klassifizierung der thermischen Schichtung in der Praxis immer nur innerhalb spezifischer Fehlergrenzen möglich ist, sind diese beiden Kriterien eine geeignete Ergänzung zu der Auswertung eindeutig klassifizierter Tage. Die ermittelten Höhen sind entsprechend diesem Hintergrund gesondert zu interpretieren.

10.1 Vergleich der Höhen für verschiedene mathematische Formulierungen der *Bulk*-Richardson-Zahl

Wie schon erwähnt wurde, können die mit der *Bulk*-Richardson-Zahl ermittelten Grenzschichthöhen schon allein aufgrund der Wahl der zugrunde liegenden Gleichung stark variieren. Um dies auch quantitativ zu verdeutlichen wurden die linearen Korrelationskoeffizienten zwischen den Höhen, die sich aus den Gleichungen 8.1 bis 8.8 ergaben, berechnet. Hierbei wurden nur jene 11UTC-Sondierungen berücksichtigt, für die mit allen Gleichungen eine Grenzschichthöhe bestimmt werden konnte. Dies war nur für 1376 von 2875

11UTC-Sondierungen der Fall. Die hohe Ausfallrate resultiert aus der Notwendigkeit aller Messgrößen für die Berechnung der *Bulk*-Richardson-Zahlen. Dies bedeutet, dass bei einer Sondierung in keinem der Vertikalprofile unterhalb der größten Grenzsichthöhe, die sich aus einer der 8 Gleichungen ergab, Messfehler auftreten durften. Nachfolgend sind die linearen Korrelationskoeffizienten und die zugehörige Signifikanz der Koeffizienten tabellarisch zusammengefasst. Auch hier wurden die Koeffizienten auf die zweite Nachkommastelle gerundet.

1376	Glg. 8.1	Glg. 8.2	Glg. 8.3	Glg. 8.4	Glg. 8.5	Glg. 8.6	Glg. 8.7	Glg. 8.8
Glg. 8.1	/	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
Glg. 8.2	0,42	/	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
Glg. 8.3	0,41	0,98	/	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
Glg. 8.4	0,40	0,97	0,95	/	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
Glg. 8.5	0,14	0,43	0,41	0,49	/	(0,01 %)	(0,01 %)	> 99,9 %
Glg. 8.6	0,45	0,28	0,29	0,26	0,07	/	> 99,9 %	> 99,9 %
Glg. 8.7	0,45	0,28	0,29	0,26	0,07	> 0,99	/	> 99,9 %
Glg. 8.8	0,42	0,98	> 0,99	0,94	0,40	0,29	0,29	/

Tabelle 25: *unterhalb der Hauptachse:* linearer Korrelationskoeffizient zwischen den aus den Gleichungen 8.1 bis 8.8 ermittelten Höhen der 1376 vergleichbaren 11UTC-Sondierungen, *oberhalb der Hauptachse:* Signifikanz der linearen Korrelationskoeffizienten

Anhand der Korrelationskoeffizienten in Tabelle 25 wird deutlich, dass sich trotz der Nutzung des identischen Datensatzes allein aufgrund der verschiedenen mathematischen Formulierungen und den unterschiedlichen kritischen Werten derartige Abweichungen ergeben können, dass die Ergebnisse keinerlei Korrelation aufweisen (Glg. 8.5 und Glg. 8.6 beziehungsweise Glg. 8.7). Im Gegensatz dazu korrelieren die Gleichungen 8.2, 8.3, 8.4 und 8.8 aufgrund ihrer Ähnlichkeit sehr stark, wobei sich dennoch unterschiedliche Höhen ergeben, wie aus der nachfolgenden Tabelle 26 mit den Quantilen der Höhen hervorgeht.

1376	Glg. 8.1	Glg. 8.2	Glg. 8.3	Glg. 8.4	Glg. 8.5	Glg. 8.6	Glg. 8.7	Glg. 8.8
75%-Quantil	122 m	432 m	390 m	470 m	914 m	82 m	82 m	383 m
50%-Quantil	61 m	249 m	227 m	285 m	509 m	42 m	42 m	222 m

Tabelle 26: Quantile der mit Gleichung 8.1 bis Gleichung 8.8 ermittelten Höhen der 1376 vergleichbaren 11UTC-Sondierungen

Werden zunächst nur die Zähler der genannten 8 Gleichungen, das heißt der „Auftriebsterm“ berücksichtigt, lassen sich grob zwei Gruppen unterscheiden. Zum einen jene Zähler in denen die Temperaturdifferenz zwischen dem Bodenwert (2 m) und dem diskreten Höhenschritt i gebildet wird (Glg. 8.2, Glg. 8.3, Glg. 8.4, Glg. 8.5) und jene in denen die Differenz gleitend zwischen zwei (Glg. 8.6 und Glg. 8.7) oder mehr (Glg. 8.1) Messwerten berechnet wird. Gleichungen aus der ersten Gruppe werden nur dann negative Werte, bezogen auf die potentielle Temperaturen, liefern, wenn der Bodenwert größer als die Temperatur in den folgenden Messwerten ist. Umgekehrt bleibt die Differenz im Falle von thermisch stabilen Schichtungen mit dem Temperaturminimum am Boden immer positiv. Bei der Differenzbildung über dünne Schichten, wie es in der zweiten Gruppe der Fall ist, entsprechen die Differenzen den Zählern von Differenzenquotienten, sodass diese Formulierungen sehr empfindlich gegenüber Abweichungen, wie zum Beispiel durch das begrenzte Auflösungsvermögen, sind. Dies kann zu einem mehrfach wechselnden Vorzeichen im Vertikalprofil der *Bulk*-Richardson-Zahl führen, wodurch sich unrealistische Grenzsichthöhen ergeben. Des weiteren werden verschiedenste Kombinationen von Temperaturmaßen bei variierenden kritischen Werten

genutzt, sodass allein schon dadurch unterschiedliche Höhen ermittelt werden.

Auch die Nenner, die (mechanischen) „Turbulenzterme“ lassen sich grob in zwei Gruppen unterteilen. Analog zur zweiten Gruppe der Temperaturdifferenzen, Nenner, in welchen die Differenz der Windgeschwindigkeit (teilweise zerlegt in die horizontalen Windkomponenten) zwischen zwei Messwerten gebildet wird (Glg. 8.1, Glg. 8.5, Glg. 8.6, Glg. 8.7) und jene, in denen lediglich der Betrag der Windgeschwindigkeit der entsprechenden Schicht selbst eingeht (Glg. 8.2, Glg. 8.3, Glg. 8.4, 8.8). Das heißt, der Unterschied besteht physikalisch in der direkten Betrachtung von Windscherungen in Richtung und Geschwindigkeit (siehe Glg. 8.7) oder ausschließlich der Berücksichtigung der Windgeschwindigkeit in der entsprechenden Schicht (siehe Glg. 8.2). Die Variabilität und Komplexität der lokalen Winde in Ny-Ålesund, ist somit einer weitere Ursache dafür, dass die vier Gruppen der Gleichungen stark voneinander abweichende Grenzschichthöhen liefern (siehe Tabelle 26).

Gleichung 8.7 entspricht beispielsweise einer theoretischen Formulierung, wobei die Anwendung auf Messdaten mit diskreten Höhenintervallen und konstanten kritischen Wert von 0,25 große Unsicherheiten für das Auftreten von Turbulenz mit sich bringt [65]. Aus diesem Grund wird eine solche Formulierung in der Praxis selten [36] genutzt. Formulierungen analog zu Gleichung 8.2 werden von verschiedenen Autoren empfohlen [36] und finden dadurch häufig sowohl bei Messdaten als auch bei Modelldaten Anwendung, wobei die ermittelten Höhen häufig für Vergleiche als Referenzhöhen (z.B. [51]) dienen. Diese „empirische Validität“ schließt dennoch eine Über- beziehungsweise Unterschätzung der Grenzschichthöhe mittels Gleichung 8.2 in Ny-Ålesund nicht aus.

Die mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen bedürfen somit einer Validitätsuntersuchung bezüglich Turbulenzmessungen, die einen vertikalen Austausch innerhalb der so ermittelten Grenzschichthöhe bestätigen.

11 Vergleich der Höhen aus den Beobachtungsdaten zu den Höhen aus der ECMWF-Analyse

In diesem Kapitel werden die anhand der Radiosondierungen gefundenen Grenzschichthöhen, mit jenen Grenzschichthöhen verglichen, die das ERA-Interim Modell des ECMWF für den Untersuchungszeitraum liefert. Die Grenzschichthöhe wird in diesem Modell diagnostisch aus den 12h-*Forecast*-Berechnungen mittels der *Bulk*-Richardson-Zahl bestimmt. Da die 12h-*Forecast*-Berechnungen mit den 00.00UTC-Daten initialisiert werden, handelt es sich bei den modellierten Höhen um die Werte von 12.00 UTC.

Die Grenzschichthöhe entspricht hier jener Höhe, in der die *Bulk*-Richardson-Zahl (Glg. 11.1) von unten beginnend den kritischen Wert von $Ri_c = 0,25$ überschreitet. Im Gegensatz zu den bereits vorgestellten Gleichungen (Glg. 8.1 bis Glg. 8.8) wird im ECMWF-Modell die Umsetzung dieser Methode nach [68] genutzt [86]. Aufgrund der hohen Sensitivität dieser Methode gegenüber der mathematischen Formulierung, soll auch hier die zugrunde liegende Gleichung aus dem Modell (Glg. 11.1) entsprechend der IFS-Dokumentation Cy37r2 [86] erläutert werden.

$$Ri = h_{bl} \frac{2g(s_v(h_{bl}) - s_v(z_n) - \Delta s)}{(s_v(h_{bl}) + s_v(z_n) - gh_{bl} - gz_n)|\Delta V|^2} \quad (11.1)$$

Das Quadrat des Betrages der Windgeschwindigkeitsänderung $|\Delta V|^2$ ergibt sich über folgende Beziehung aus den horizontalen Windkomponenten u und v zwischen dem niedrigsten Modell-Level (Index n) und den entsprechenden Werten aus der zu bestimmenden Grenzschichthöhe h_{bl}

$$|\Delta V|^2 = (u(h_{bl}) - u(z_n))^2 + (v(h_{bl}) - v(z_n))^2 \quad (11.2)$$

Hierin ist $s_v(z_n)$ die virtuelle trocken-statische Energie im niedrigsten Modell-Level,

$$s_v(z_n) = c_p T(z_n)(1 + \epsilon q(z_n)) + g z_n + 0,5K = c_p T_v(z_n) + g z_n + 0,5c_p \quad (11.3)$$

$s_v(h_{bl})$ die virtuelle trocken-statische Energie in der Grenzschichthöhe h_{bl} ,

$$s_v(h_{bl}) = c_p T(h_{bl})(1 + \epsilon q(h_{bl})) + g h_{bl} = c_p T_v(h_{bl}) + g h_{bl} \quad (11.4)$$

Δs der turbulente Anteil der virtuellen trocken-statischen Energie,

$$\Delta s = \frac{8,5c_p Q_{0v}}{w_s} \quad (11.5)$$

w_s die Geschwindigkeitsskala der freien Konvektion für den *instabilen* Fall,

$$w_s = (u_*^3 + 0,6(g/T)Q_{0v}h_{bl})^{1/3} \quad (11.6)$$

und für den *stabilen* Fall.

$$w_s = u_* \quad (11.7)$$

Q_{0v} entspricht dem turbulenten vertikalen Fluss der virtuellen potentiellen Temperatur in der Bodenschicht (*Surface Layer*), u_* der Reibungsgeschwindigkeit und c_p der spezifischen Wärmekapazität feuchter Luft bei konstantem Druck.

$$Q_{0v} = \overline{w'\Theta'_{0v}} \quad (11.8)$$

ϵ ist wie folgt definiert:

$$\epsilon = \left(\frac{R_{vap}}{R_{dry}} \right) - 1 \quad (11.9)$$

R_{vap} und R_{dry} sind die spezifischen Gaskonstanten von Wasserdampf beziehungsweise trockener Luft. Der zusätzliche Term $(0,5c_p)$ in Gleichung 11.3 ist ein modellspezifischer Parameter zur Minderung von möglichem Rauschen [86]. Der Vorfaktor $(0,5)$ besitzt per Definition die Einheit Kelvin. Da die Grenzschichthöhe h_{bl} für die Berechnung der Geschwindigkeitsskala der freien Konvektion (Glg. 11.6) notwendig ist, wird bei der ersten Iteration ein Wert von 1000 m für h_{bl} in Gleichung 11.6 genutzt [86]. Als Bodenschicht (*Surface Layer*) wird der Bereich zwischen dem niedrigsten Modell-Level (etwa 10 m über dem Boden) und dem Boden selbst definiert, in dem die turbulenten Flüsse als konstant mit der Höhe und identisch mit den Bodenwerten angenommen werden [86]. Mit der Näherungsgleichung⁸,

$$s_v \approx c_p \Theta_v \quad (11.10)$$

lässt sich Gleichung 11.1 in die von der virtuellen potentiellen Temperatur abhängige Form analog zur ursprünglichen Formulierung von [68] (Gleichung 11.11) überführen.

$$Ri = \frac{g(\Theta_v(h_{bl}) - \Theta_v(z_n))}{T_0 |V(h_{bl})|^2} \quad (11.11)$$

Hierin ist T_0 der Mittelwert der Temperatur zwischen dem niedrigsten Modell-Level und der Temperatur in der Grenzschichthöhe h_{bl} . Diese ergibt sich somit aus folgender Gleichung:

$$T_0 = \frac{s_v(h_{bl}) + s_v(z_n) - g h_{bl} - g z_n}{2} = \frac{T_v(h_{bl}) + T_v(z_n) + 0,5c_p}{2} \quad (11.12)$$

⁸die mit der exakten Gleichung 11.4 berechneten Werte der virtuell trocken-statischen Energie unterscheiden sich in der unteren Atmosphäre um weniger als 1% von den aus Gleichung 11.10 ermittelten Werten [21]

Durch einsetzen von Gleichung 11.10 und Gleichung 11.12 in Gleichung 11.1 ergibt sich für die ECMWF-Modellgleichung folgender Ausdruck.

$$Ri = h_{bl} \frac{2g(\Theta_v(h_{bl}) - \Theta_v(z_n) - \Theta_{v0} - 0,5c_p)}{(T_v(h_{bl}) + T_v(z_n) + 0,5c_p)|\Delta V|^2} \quad (11.13)$$

Diese Gleichung weicht in ihrer Formulierung wiederum von allen unter **S15** genannten Gleichungen schon allein aufgrund der zusätzlichen Summanden erheblich ab. Infolgedessen können auch hier erhebliche Abweichungen zu Höhen auftreten, die mit einer anderen Gleichung bestimmt wurden (siehe **10.1 Vergleich der Höhen für verschiedene mathematische Formulierungen der Bulk-Richardson-Zahl** (S. 105)). Da die Grenzschichthöhen im ECMWF-Modell ganzjährig mit der Bulk-Richardson-Zahl berechnet werden, liegt es für einen bedingt konsistenten Vergleich mit den Sondierungsdaten nahe, die mit dieser Methode aus den Messdaten ermittelten Höhen heranzuziehen. Zunächst seien nachfolgend die jährlichen Verteilungen der mit Gleichung 8.2 bestimmten Grenzschichthöhen aus den 11UTC-Sondierungen (Abb. 74) und die 12UTC-ECMWF-Höhen von dem nächst gelegenen Punkt mit den Koordinaten 78,9° N, 11,9° O (Abb. 75) dargestellt. Die genutzte Symbolik ist auch hier identisch mit den vorangegangenen Abbildungen diesen Typs (z.B. Abb. 8). Wie bereits erläutert, wurden mit der Bulk-Richardson-Zahl ermittelte Höhen unterhalb welcher Fehler in den Vertikalprofilen der zugrundeliegenden Messgrößen auftreten, nicht berücksichtigt. Dadurch lagen für insgesamt 560 11UTC-Sondierungen keine Grenzschichthöhe vor. Aus Konsistenzgründen wurden diese Datenpunkte auch aus dem vollständigen 12UTC-ECMWF-Datensatz entfernt, sodass in Abbildung 74 und Abbildung 75 nur jeweils eine verminderte Anzahl von 2225 Datenpunkten abgetragen ist.

Zusätzlich wurden die Datenpunkte entsprechend der Klassifizierung durch die Stabilitätsanalyse farblich gekennzeichnet. *Rot* entspricht einer instabilen, *grün* einer neutralen und *blau* einer stabilen Schichtung. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass es sich bei dieser Klassifizierung in Abbildung 75 ebenfalls um die Zuordnung aus den Sondendaten handelt und nicht um die Einteilung, wie sie bei der Berechnung der Grenzschichthöhe im Modell vorlag. Durch die Unterscheidung von stabilen und instabilen Schichtungen werden im ERA-Interim Modell verschiedene Gleichungen genutzt (siehe Glg. 11.6 und Glg. 11.7). Für die Stabilitätszuordnung des Modells lagen jedoch keine Daten vor. Zusätzlich sind analog zu den vorangegangenen Auswertungen die relativen saisonalen Häufigkeiten der Höhen aller Schichtungen für beide Datensätze in Abbildung 76 gegeben.

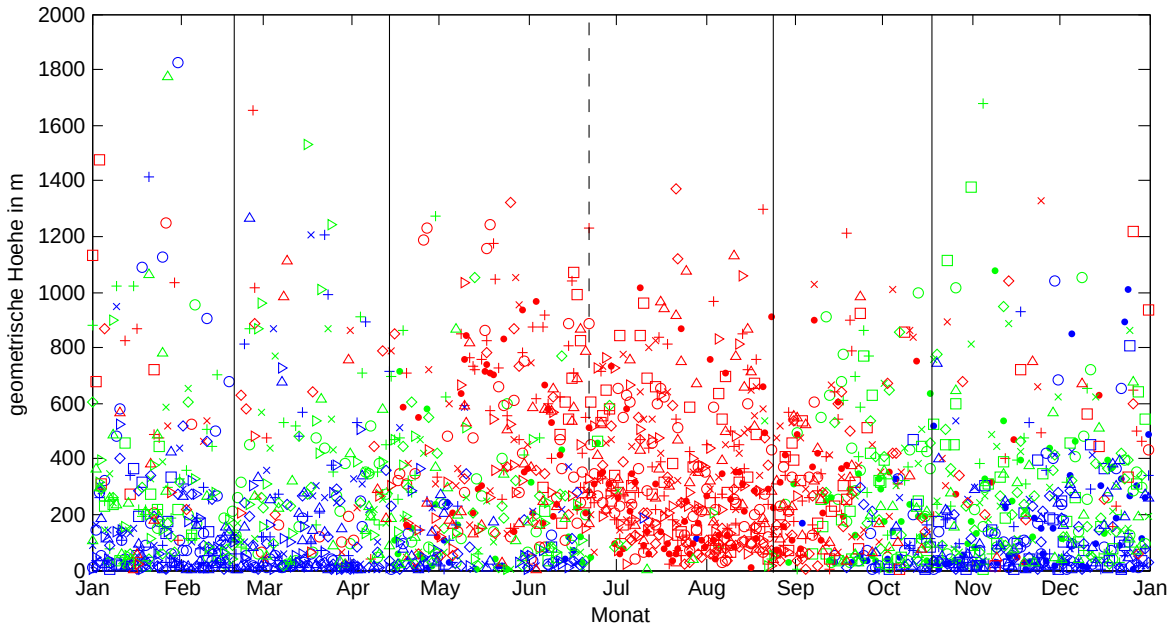


Abbildung 74: jährliche Verteilung der aus Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen, vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende, rote Symbolik: instabile Tage, grüne Symbolik: neutrale Tage, blaue Symbolik: stabile Tage; Stabilitätsklassifikation anhand der Sondendaten (Erklärung siehe Text)

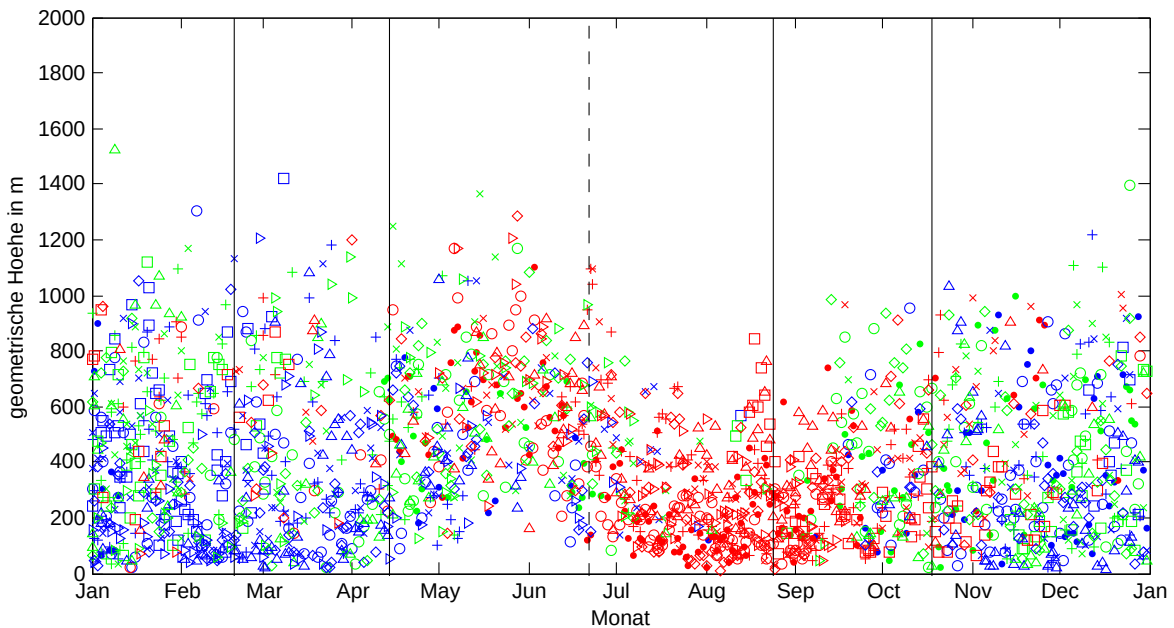


Abbildung 75: jährliche Verteilung der 12UTC-ECMWF-Höhen für den Punkt 78,9° N, 11,9° O, vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende, rote Symbolik: instabile Tage, grüne Symbolik: neutrale Tage, blaue Symbolik: stabile Tage; Stabilitätsklassifikation anhand der Sondendaten (Erklärung siehe Text)

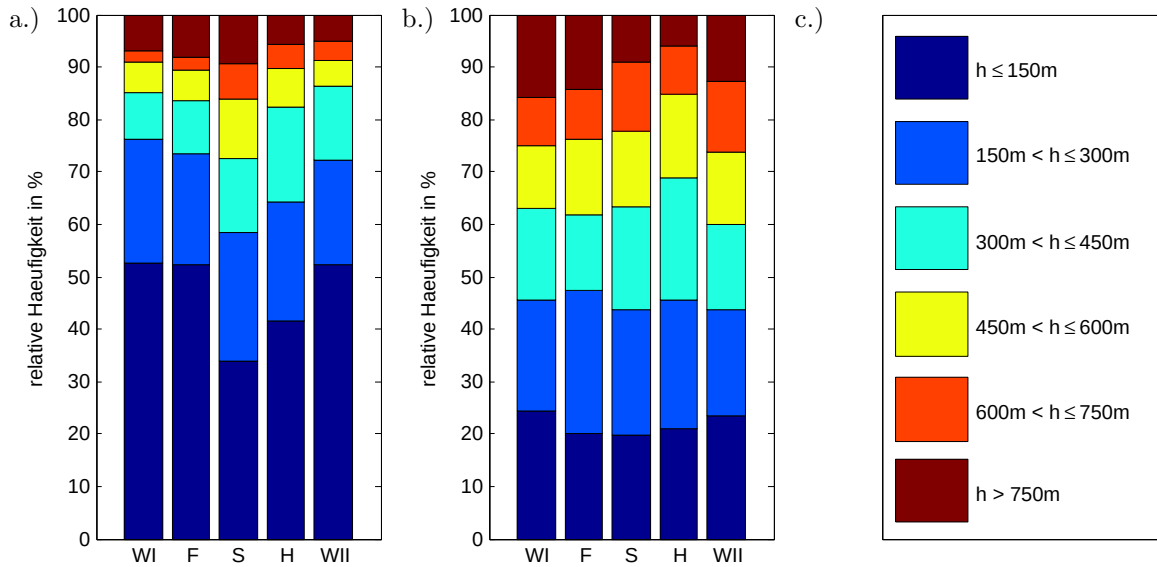


Abbildung 76: a.) relative saisonale Häufigkeit der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen, b.) relative saisonale Häufigkeitsverteilung 12UTC-ECMWF-Höhen, c.) Legende zu a.) und b.)

Zunächst zeigt sich ein signifikanter Unterschied in den Jahresgängen der Höhen und der Höhenverteilung selbst. So ist der Jahresgang der aus den Sondendaten bestimmten Höhen mit dem jährlichen Verlauf der Grenzschichthöhe aus den mittleren Breiten mit einem kontinentalen Klima, wenn auch mit deutlich geringeren Höhen, vergleichbar. In den Wintermonaten liegt die Grenzschichthöhe in zirka 76 % (WI) beziehungsweise 72 % (WII) der Tage unterhalb von 300 m (Abb. 76 a.)). Im Frühjahr nimmt die Häufigkeit größerer Grenzschichthöhen bis zum Beginn des Polartages (Sommer) zu. Im Sommer treten in zirka 42 % der Tage Höhen oberhalb von 300 m auf. Im Herbst nimmt die Häufigkeit dieser Höhen wieder ab, wobei aber noch nicht die Verteilung aus dem Frühjahr erreicht wird. Die Grenzschichthöhe folgt damit grob dem jährlichen Verlauf der 2m-Temperatur (vgl. Abb. 9) an der AWIPEV-Station.

In den ECMWF-Höhen hingegen treten bereits in der Polarnacht häufiger größere Höhen, das heißt 54% (WI) beziehungsweise 56% (WII) oberhalb von 300m auf (Abb. 76 b.)). Ab Mitte März ist dann ein deutlicher Anstieg der Höhen bis zum Erreichen eines lokalen Maximums Mitte Mai zu erkennen (Abb. 75). Ab diesem Zeitpunkt fällt dann die Grenzschichthöhe wieder bis zu einem Jahresminimum Ende Juli, in dem alle Grenzschichthöhen aus dieser Zeitreihe noch unterhalb von winterlichen Höhen liegen. Von diesem Minimum bis Ende Oktober steigen die Werte wieder auf das Niveau vom Jahresbeginn. Aufgrund der hier genutzten Definition der Jahreszeiten (siehe **6.1 Strahlungsbilanz** (S. 26)) zeigt sich dieser Verlauf nicht in der relativen saisonalen Häufigkeitsverteilung der Höhen (Abb. 76 b.)). Ein solches Minimum ist im Jahresgang der Höhen aus den Sondendaten nicht zu erkennen. Die jeweils um $0,1^\circ$ zum stationsnächsten Punkt versetzten ECMWF-Datenpunkte (in Tab. 27 mittig) zeigen weder in den Höhenverteilungen noch in den Jahresgängen nennenswerte Unterschiede, sodass auf die explizite Darstellung verzichtet wurde. In Tabelle 27 sind die Quantile der Höhen gegeben.

2225 11UTC-Sondierungen	Höhe	unterer Fehlerbalken	oberer Fehlerbalken
AWIPEV, 78,9° N, 11,9° O: 75%-Quantil	373 m	51 m	60 m
AWIPEV, 78,9° N, 11,9° O: 50%-Quantil	187 m	22 m	30 m
ECMWF, 78,9° N, 11,9° O: 75%-Quantil	573 m	\	\
ECMWF, 78,9° N, 11,9° O: 50%-Quantil	338 m	\	\
ECMWF, 78,9° N, 12,0° O: 75%-Quantil	572 m	\	\
ECMWF, 78,9° N, 12,0° O: 50%-Quantil	335 m	\	\
ECMWF, 79,0° N, 12,0° O: 75%-Quantil	570 m	\	\
ECMWF, 79,0° N, 12,0° O: 50%-Quantil	337 m	\	\
ECMWF, 79,0° N, 11,9° O: 75%-Quantil	572 m	\	\
ECMWF, 79,0° N, 11,9° O: 50%-Quantil	337 m	\	\
ECMWF, 78,9° N, 14,0° O: 75%-Quantil	515 m	\	\
ECMWF, 78,9° N, 14,0° O: 50%-Quantil	311 m	\	\
ECMWF, 78,9° N, 9,0° O: 75%-Quantil	823 m	\	\
ECMWF, 78,9° N, 9,0° O: 50%-Quantil	571 m	\	\

Tabelle 27: Quantile der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen und der 12UTC-ECMWF-Höhen der Punkte um Ny-Ålesund

Eine Ursache für die großen Abweichungen könnte unter anderem die grobe horizontale Auflösung von etwa 79 km des ERA-Interim Modells sein. Um dies zu untersuchen, wurden zusätzlich die 12UTC-ECMWF-Grenzschichthöhen von einem Punkt in der Grönlandsee (78,9° N, 9,0° O) und einem Punkt im Inland von Spitzbergen (78,9° N, 14,0° O) mit den experimentell bestimmten Höhen aus Ny-Ålesund verglichen. Zwischen diesen Punkten liegt eine Entfernung von zirka 100 km. Aufgrund der unterschiedlichen Beschaffenheit des Untergrundes (Land, See) sollten sich auch bei der horizontalen Auflösung des ECMWF-Modells unterschiedliche Grenzschichthöhen für diese Punkte ergeben. In Abbildung 77 und Abbildung 78 sind die Jahresgänge der Grenzschichthöhen für diese beiden Punkte gegeben. Auch hier wurden die fehlerhaften Tage aus dem vollständigen Datensatz entfernt.

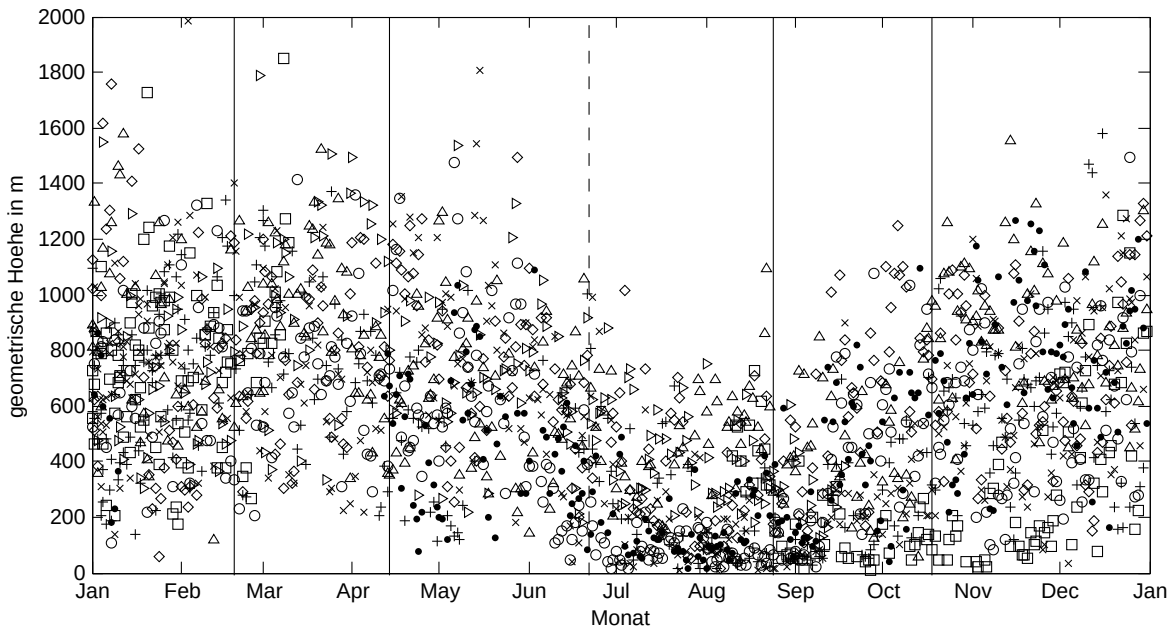


Abbildung 77: jährliche Verteilung der Höhen aus dem 12UTC-ECMWF-Höhen für den Punkt 78,9° N, 9,0° O (Grönlandsee)

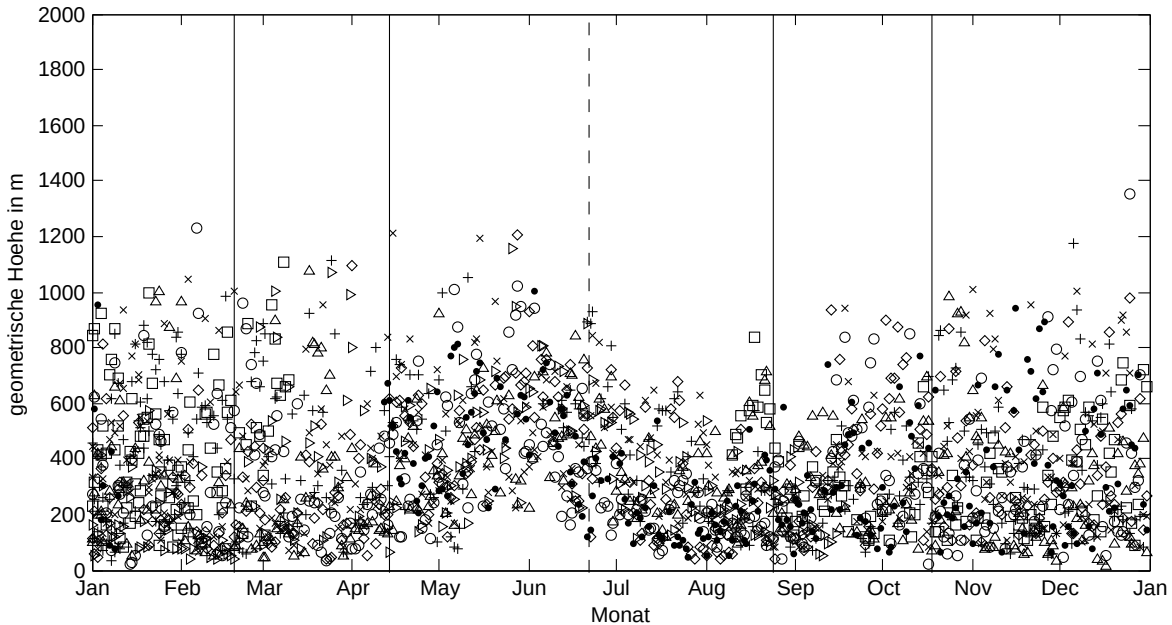


Abbildung 78: jährliche Verteilung der Höhen aus dem 12UTC-ECMWF-Höhen für den Punkt 78,9° N, 14,0° O (Spitzbergen)

Die Grenzschichthöhen dieser beiden Punkte weichen erwartungsgemäß signifikant voneinander ab. Über dem Ozean (Abb. 77) wurden in den Wintermonaten und im Frühjahr deutlich häufiger größere Höhen zwischen 200 m und 1200 m im Modell ermittelt. Da aber der offene Ozean im Winter eine große Wärmequelle darstellt, können sich entsprechend große Temperaturgradienten zwischen kalten Luftmassen aus der Arktis und der Wasseroberfläche ausbilden, welche zu einer stark instabilen Schichtung führen, sodass gegebenenfalls eine turbulente Durchmischung bis in große Höhen auftritt.

Mit Beginn des Polartages fallen auch über dem Ozean die Höhen analog zum Jahresgang in Abbildung 75 auf ein Minimum Mitte Juli und steigen dann wieder mit dem Ende des Polartages über den Herbst auf die winterliche Verteilung an. Ein ausgeprägtes Maximum der Höhen zwischen dem Beginn des Polartages und der Sommersonnenwende wie in Abbildung 75 ist nicht zu erkennen. Die jährliche Verteilung der Höhen für den Punkt im Inland (Abb. 78) hingegen, entspricht grob dem Jahresgang des stationsnächsten Punktes (Abb. 75), wobei die Höhen in den Wintermonaten etwas niedriger liegen. Auffällig ist die an allen Orten ähnliche Höhenverteilung (vgl. Abb. 74, Abb. 75, Abb. 77, Abb. 78) zwischen der Sommersonnenwende und dem Ende des Polartages. Lediglich bei dem Punkt im arktischen Ozean treten häufiger Höhen unter 200 m in diesem Zeitraum auf (Abb. 77). Dies deutet darauf hin, dass das Archipel möglicherweise vom Modell zwar als Landmasse erfasst wird, die kleinskaligen lokalen Effekte wie Albedoänderungen auf dem eisfreien Küstenstreifen entsprechend der Auflösung hingegen nicht. Die großen Höhen in den Wintermonaten über dem Ozean (Abb. 77) resultieren somit gegebenenfalls aus der instabilen Schichtung von kalter Luft über dem eisfreien deutlich wärmeren Ozean. Im Frühjahr beginnen auch die Lufttemperaturen zu steigen, die etwa Mitte August die Höchsttemperaturen erreichen. Da die Wassertemperatur zwischen der Sommersonnenwende und Herbstanfang wahrscheinlich geringer als die Lufttemperatur ist, würde sich hauptsächlich eine stabile Schichtung ausbilden, wodurch nur geringe Grenzschichthöhen errechnet werden.

Ferner wird möglicherweise die Schneebedeckung der Landmasse des Archipels ganzjährig unzureichend parametrisiert, wodurch sich auch im Sommer eine große Albedo ergibt beziehungsweise die bodennahe Temperatur den Gefrierpunkt kaum überschreitet. Damit würde nahezu über das gesamte Jahr eine stabile Schichtung vorliegen, wodurch sich auch hier nur geringe Grenzschichthöhen für den Punkt im Inland (Abb. 78) ergeben. Mit Beginn des Polartages steigt die Lufttemperatur auf Werte um den Gefrierpunkt,

sodass die Schichtung möglicherweise zwischen Mitte April und Ende Juni häufig nahezu neutral wird und entsprechend häufig deutlich größere Grenzschichthöhen ermittelt werden. Der stationsnächste Punkt (Abb. 75) würde somit einer Mischung aus diesen beiden Regimen entsprechen. Ein Indiz für diese Hypothese sind die linearen Korrelationskoeffizienten zwischen den Datensätzen, die nachfolgend tabellarisch zusammengefasst sind.

2225 11UTC-Sondierungen	AWIPEV	78,9° N, 11,9° O	78,9° N, 9,0° O	78,9° N, 14,0° O
AWIPEV	/	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
ECMWF, 78,9° N, 11,9° O	0,37	/	> 99,9 %	> 99,9 %
ECMWF, 78,9° N, 9,0° O	0,1	0,60	/	> 99,9 %
ECMWF, 78,9° N, 14,0° O	0,44	0,95	0,48	/

Tabelle 28: *unterhalb der Hauptachse:* linearer Korrelationskoeffizient (auf die zweite Nachkommastelle gerundet) zwischen den Grenzschichthöhen aus den 11UTC-Sondierungen an der AWIPEV-Station und den 12UTC-ECMWF-Höhen an verschiedenen Punkten, *oberhalb der Hauptachse:* Signifikanz der linearen Korrelationskoeffizienten

In Tabelle 28 wurde auf eine explizite Angabe der Korrelationskoeffizienten für die 3 übrigen um die AWIPEV-Station herum gelegenen Punkte verzichtet, da die Korrelation ebenfalls $r = 0,37$ (Signifikanz > 99,9 %) beträgt. Untereinander besitzen die um 0,1° voneinander entfernten ECMWF-Punkte eine Korrelation von $r > 0,99$ (Signifikanz > 99,9 %). Damit sind diese 4 Punkte nahezu identisch, sodass nachfolgend nur noch der stationsnächste Punkt (78,9° N, 11,9°) betrachtet wird.

Die starke Korrelation zwischen den ECMWF-Höhen des stationnächsten Punktes und dem ECMWF-Punkt im Inland deutet darauf hin, dass alle ECMWF-Punkte in näheren Umkreis von Ny-Ålesund wie die Landmasse im Inland von Spitzbergen behandelt werden. Das heißt, dass das Modell grundsätzlich unterschiedliche Ergebnisse über Wasser und Land liefert, aber lokale Effekte wie Land-See-Brisen im Bereich des Fjordes nicht aufgelöst werden können. Entsprechend werden Effekte wie katabatische Winde, lokale Konvektion im Bereich des Küstenstreifens und evidente Land-See-Brisen wie sie sich aus *Large-Eddy*-Simulationen ergaben ([24]), die den Grenzschichtzustand in Ny-Ålesund maßgeblich bestimmen, nicht erfasst. Im Vergleich der 3 farblich gekennzeichneten Stabilitätsklassen (siehe Abb. 74 und Abb. 75), wie sie sich aus den Sondendaten ergaben, wird deutlich, dass insbesondere die als neutral (*grün*) und stabil (*blau*) identifizierten Tage große Abweichungen in den jährlichen Höhenverteilungen zeigen. Bei den hier als instabil (*rot*) klassifizierten Tagen hingegen weichen die Höhenverteilungen selbst, als auch die saisonale Variabilität der Höhen deutlich geringer voneinander ab. Da die als instabil klassifizierten Tage hauptsächlich im Zeitraum zwischen der Sommersonnenwende und dem Herbstanfang auftreten, fallen diese in den Zeitraum, in dem alle 12UTC-ECMWF-Datensätze das Jahresminimum erreichen. Die Höhenverteilungen besitzen für diese Tage einen ähnlichen Wertebereich. Des Weiteren ergeben sich unterschiedliche Werte für die linearen Korrelationskoeffizienten der Stabilitätsklassen (Tab. 29).

2225 Datensätze	stabil (750 Tage)	neutral (640 Tage)	instabil (835 Tage)
Korrelationskoeffizient	0,31	0,32	0,49
Signifikanz	> 99,9 %	> 99,9 %	> 99,9 %
75%-Quantil AWIPEV (aus Glg. 8.2)	183 m	384 m	549 m
50%-Quantil AWIPEV (aus Glg. 8.2)	57 m	218 m	306 m
75%-Quantil ECMWF (78,9° N, 11,9° O)	507 m	667 m	556 m
50%-Quantil ECMWF (78,9° N, 11,9° O)	296 m	433 m	314 m

Tabelle 29: lineare Korrelationskoeffizienten (auf die zweite Nachkommastelle gerundet) zwischen den aus Gleichung 8.2) ermittelten Höhen der 11UTC-Sondendaten und den 12UTC-ECMWF-Höhen in dem Punkt 78,9° N, 11,9° O für die drei Stabilitätsklassen der Temperaturschichtung

Hier zeigt sich, dass die Höhen instabiler Tage aus den 11UTC-Sondierungen deutlich stärker mit den 12UTC-ECMWF-Höhen des stationsnächsten Punktes dieser Tage korrelieren. Grundsätzlich darf nicht angenommen werden, dass die anhand der Sondendaten als instabil identifizierten Tage auch im ECMWF-Modell ebenfalls als solche klassifiziert wurden. Der geringfügig größere Korrelationskoeffizient deutet aber darauf hin, dass beide Datensätze in den Sommermonaten weniger voneinander abweichen.

Aufgrund der zu den Radiosondierungen ähnlichen vertikalen Auflösung der ECMWF-Daten in den unteren 100 m könnten die tiefen winterlichen SBIs und die bodennahen Windgeschwindigkeiten durchaus aufgelöst werden, sodass die großen Abweichungen der Grenzschichthöhen gerade in den Wintermonaten und den Übergangsjahreszeiten, in denen bessere Ergebnisse zu erwarten gewesen wären, wahrscheinlich nicht der vertikalen Auflösung geschuldet sind.

Während der *Surface Heat Budget of the Arctic Ocean* (kurz: SHEBA) Kampagne von Oktober 1997 bis Oktober 1998 wurde der kanadische Eisbrecher *Des Groseilliers* im arktischen Ozean eingefroren. Dieser driftete im genannten Zeitraum von 75,43° N, 144,01° W nach 80,28° N, 165,49° W. Während dieser Kampagne wurden 568 GPS Sondierungen zu verschiedenen Tageszeiten durchgeführt und durch [19] mit einer in dieser Arbeit nicht genutzten Gradientenmethode im Profil der virtuellen potentiellen Temperatur die Grenzschichthöhe bestimmt. In Abbildung 79 ist die jährliche Verteilung der so gefundenen Höhen dargestellt.

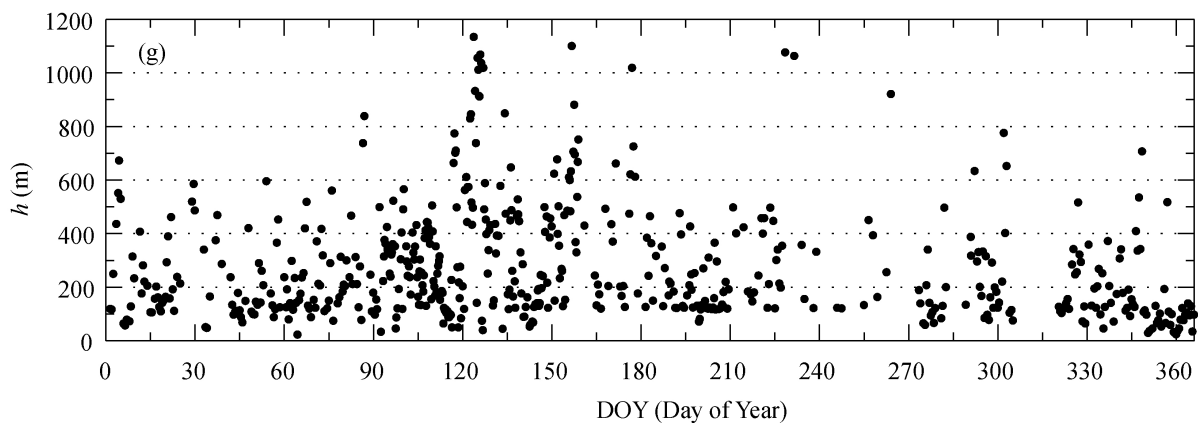


Abbildung 79: jährliche Verteilung der bei der SHEBA-Kampagne ermittelten Höhen, entnommen aus [19]

Ungeachtet dessen, dass die Sondierungen von unterschiedlichen Tageszeiten vorliegen und mit einem in dieser Arbeit nicht genutzten Kriterium ausgewertet wurden, ist der dargestellte Datensatz eine der sehr seltenen Messreihen aus dem arktischen Ozean, die für einen groben Vergleich überhaupt nutzbar beziehungsweise vorhanden ist. Aus Abbildung 79 geht hervor, dass die Grenzschichthöhe im Juli signifikant niedriger als im April, Mai und Juni ist. Bis auf wenige Tage mit Höhen um zirka 1050 m, ist die Grenzschichthöhe auch im August so niedrig wie im Juli. Die maximale Höhe von etwa 1150 m wurde im Mai ermittelt [19]. Hieran wird deutlich, dass ein Jahresgang ähnlich der ECMWF-Daten über dem Archipel (Abb. 78) in der Arktis über Meereis und über 2000 km entfernt von Ny-Ålesund durchaus möglich ist. Andererseits zeigt dieser Vergleich aber auch, dass Messungen in Ny-Ålesund mit allen regionalen und lokalen Effekten möglicherweise nicht repräsentativ für die arktischen Bedingungen sind.

12 Grenzschichthöhenabschätzung mit LIDAR-Systemen

Wie in den voran gegangenen Kapiteln deutlich wurde, können sich aus den verschiedenen Kriterien zur Bestimmung der Grenzschichthöhe sehr unterschiedliche Höhen ergeben. Hierfür gibt es hauptsächlich zwei Gründe. Zum einen werden unterschiedliche Eigenschaften der entsprechenden meteorologischen

Größen berücksichtigt, zum anderen hängen die Ergebnisse stark von den technischen Parametern ab. Eine mögliche Alternative zu den bisher genannten Kriterien ist die Messung des Vertikalprofils der Aerosolkonzentration. Aerosole werden durch Turbulenz quasi homogen in der Mischungsschicht verteilt. Eine solche Mischungsschicht kann sich insbesondere in der konvektiven aber auch bedingt in der stabilen Grenzschicht aufgrund von hohen Windgeschwindigkeiten und/oder Windscherungen ausbilden. Am oberen Ende dieser Schicht ist ein negativer Gradient der Aerosolkonzentration $\bar{c}$ zu erwarten (siehe Abb. 2). Die vertikale Verteilung der Aerosole als Folge des Grenzschichtzustandes und das Auftreten dieses Gradienten kann somit eine Grenzschichthöhenabschätzung sein. Notwendige Voraussetzung dafür ist die Vernachlässigbarkeit der horizontalen Advektion von Aerosolschichten. Dies impliziert, dass die vorhandenen Aerosole hauptsächlich lokal vom Boden emittiert und turbulent in der Grenzschicht durchmischt werden.

Ein mögliches Messverfahren zur Untersuchung des Vertikalprofils der Aerosolkonzentration wird mit LIDAR-Systemen umgesetzt. Bei diesem Messprinzip wird Laserlicht spezifischer Wellenlängen vertikal in die Atmosphäre emittiert. Dieses Licht wird im Idealfall elastisch an den Bestandteilen der Luft und Aerosolen gestreut und kann im Falle der Rückwärtsstreuung am Boden mittels eines Teleskops wieder detektiert werden. Aus der Differenz des Zeitpunktes der Lichtemission am Boden und dem Zeitpunkt der Detektion des gestreuten Lichtes am Boden, das heißt der Laufzeit des Signals, lässt sich mittels der bekannten Lichtgeschwindigkeit die Höhe in der das Licht gestreut wurde berechnen. Entsprechend muss es sich um gepulste Laser handeln, deren Impulslänge auch das vertikale Auflösungsvermögen des Systems mitbestimmt.

Die einfachste mathematische Formulierung für das detektierte Signal bei einer elastischen Streuung lautet nach [75]:

$$P(R) = \frac{E_0 \eta_L}{R^2} O(R) \beta(R) \exp \left[-2 \int_0^R \alpha(r) dr \right] \quad (12.1)$$

$P(R)$ ist dabei das Rückstreuungssignal sowohl der Atmosphäre als auch der Aerosole aus der Höhe R , E_0 ist die emittierte Laserimpulsenergie, η_L die Gerätekonstante die die Effektivität der Optik und der Detektionsinstrumente beschreibt, $O(R)$ die höhenabhängige Überlappfunktion die die Überlappung zwischen emittiertem Laserstrahl und dem Detektorsichtfeld beschreibt, $\beta(R)$ der Rückstreuungskoeffizient und $\alpha(R)$ der volumetrische Extinktionskoeffizient. Sowohl der Rückstreuungskoeffizient als auch der Extinktionskoeffizient setzen sich additiv aus einem Aerosolanteil und einem molekularen Anteil zusammen. Der molekulare Anteil wird manchmal auch als Rayleigh-Anteil bezeichnet, da dieser durch die Rayleigh-Streuung der Atmosphäre zustande kommt.

$$\alpha(R) = \alpha_{Aer}(R) + \alpha_{Ray}(r) \quad (12.2)$$

$$\beta(R) = \beta_{Aer}(R) + \beta_{Ray}(r) \quad (12.3)$$

Der Rückstreuungskoeffizient der Aerosole β_{Aer} ist umso größer, je mehr Licht von Aerosolen gestreut wird und ist damit die relevante Messgröße. Da einer Gleichung (Glg. 12.1)(mindestens) vier Unbekannte (Glg. 12.2 und Glg. 12.3) gegenüber stehen, ist die Ermittlung von β_{Aer} aus Gleichung 12.1 nicht trivial möglich. In der Praxis wird hierzu häufig das Verfahren von Klett [45] genutzt, auf das allerdings an dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden kann.

Durch Multiplikation des detektierten Signals $P(R)$ mit dem Quadrat der Höhe R^2 und der sogenannten Überlappkorrektur, das heißt der Division durch die Überlappfunktion $O(R)$ ergibt sich der sogenannte *Attenuated Backscatter* $S(R)$, der häufig anstelle der aufwendigen Bestimmung von β_{Aer} für Grenzschicht-

betrachtungen ausgewertet wird.

$$S(R) = C\beta(R)\exp\left[-2\int_0^R \alpha(r)dr\right] \quad (12.4)$$

Hierbei wurde die Laser-Impulsenergie E_0 und die Gerätekonstante η_L zu einer neuen Gerätekonstanten C zusammengefasst.

Wie eingangs erwähnt, befand sich bis zum 22.08.2011 das Ceilometer LD-40 auf dem BSRN-Feld, dessen *Attenuated Backscatter* kontinuierlich in Minutenaufösung für die gesamte Zeitreihe vorlag. Da dieses Gerät nur eine geringe Leistung besaß, wurde zunächst anhand von Daten des KARL-Systems ein Tag selektiert, an dem ein Aerosolereignis, das heißt eine ausgeprägte Aerosolschicht mit gegebenenfalls ausreichender Rückstreuung im vertikalen Detektionsbereich des LD-40 vorlag. Ein solches Ereignis lag am 01.04.2009 während der PAMARCMIP-Kampagne vor. Nachfolgend ist die Vertikalverteilung des Rückstreukoeffizienten des Aerosols, die sich aus den KARL-Daten ergab, für den gesamten Tag dargestellt. Diese Abbildung lag bereits aufbereitet vor (persönliche Kommunikation, C. Ritter, AWI Potsdam).

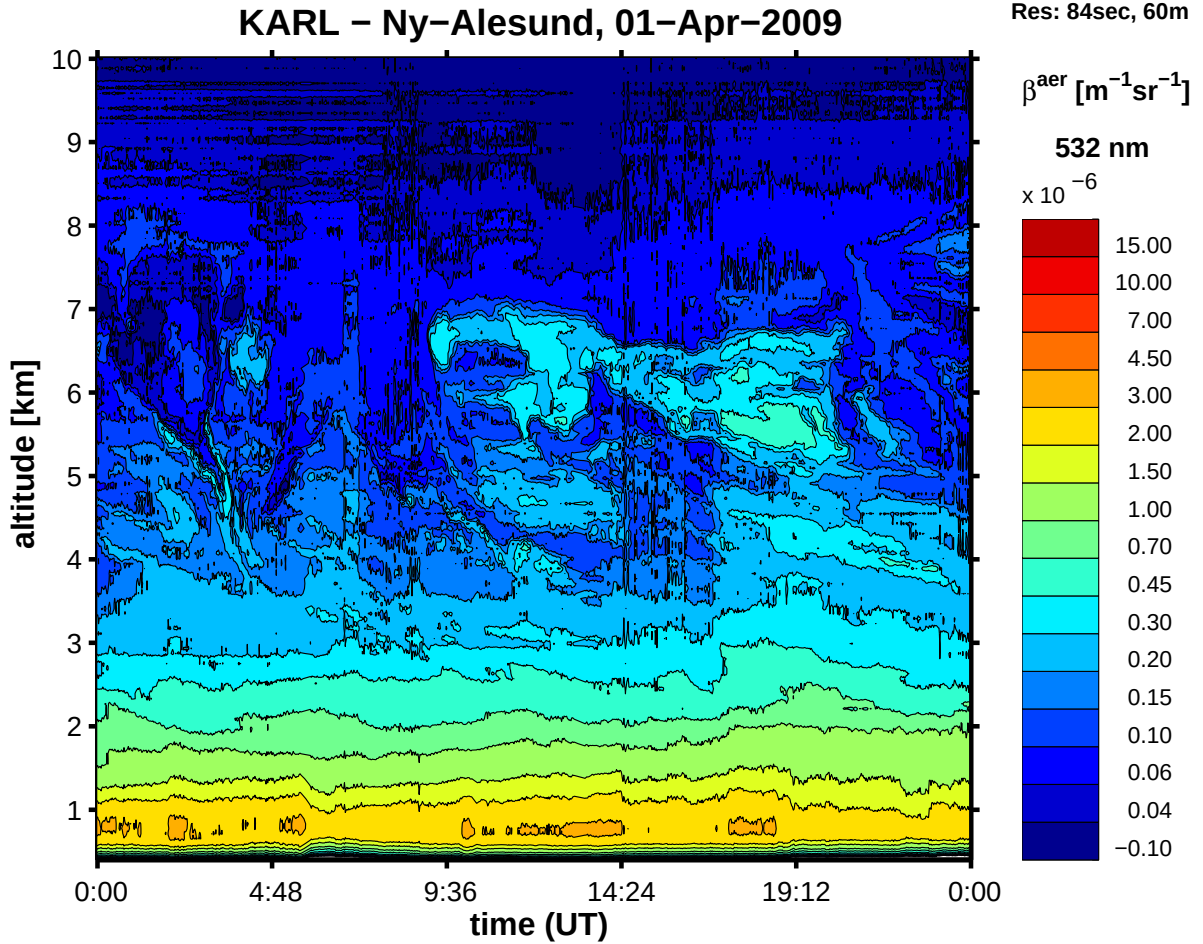


Abbildung 80: Tagesprofil des Rückstreukoeffizienten des Aerosols vom 01.04.2009 (erstellt durch C. Ritter, AWI Potsdam)

In Abbildung 80 ist eine Aerosolschicht mit einem nahezu ganztägig höhenkonstantem vertikalen Gradienten bis etwa 3000 m Höhe zu erkennen. Des Weiteren ist von etwa 9.30 UTC bis etwa 20.00 UTC zwischen 5 km und 7 km Höhe die Vorkondensation (*Subvisible Clouds*) von Wolken zu erkennen. Aufgrund der für Ny-Ålesund ungewöhnlich hohen Aerosolrückstreuung in den unteren 3000 m über den gesamten Tag

bestand die Möglichkeit, dass trotz der deutlich geringeren Leistung das Ceilometers zumindest in den unteren 2 km ebenfalls eine erhöhte Rückstreuung detektiert wurde. Hierzu wurde zunächst der *Attenuated Backscatter* des LD-40 über den gesamten Tag, das heißt über 1439 min gemittelt (Abb. 81 a.)). Eine Höhenmittelung wurde nicht vorgenommen. Hier zeigt sich ein sehr schwaches von 0 verschiedenes aber nahezu höhenkonstantes Signal, das möglicherweise auf eine Aerosolrückstreuung hindeutet. Aus diesem Grund wurden für einen Vergleich auch die Daten des KARL-Systems ebenfalls über den gesamten Tag gemittelt (nicht dargestellt) und anschließend aus den resultierenden Profilen mittels einer validierten numerischen Umsetzung des Klett-Algorithmus durch C. Ritter (AWI Potsdam, persönliche Kommunikation) der Rückstreukoeffizient β_{Aer} bestimmt. In Abbildung 81 b.) ist dieser für beide Geräte gegen die Höhe abgetragen.

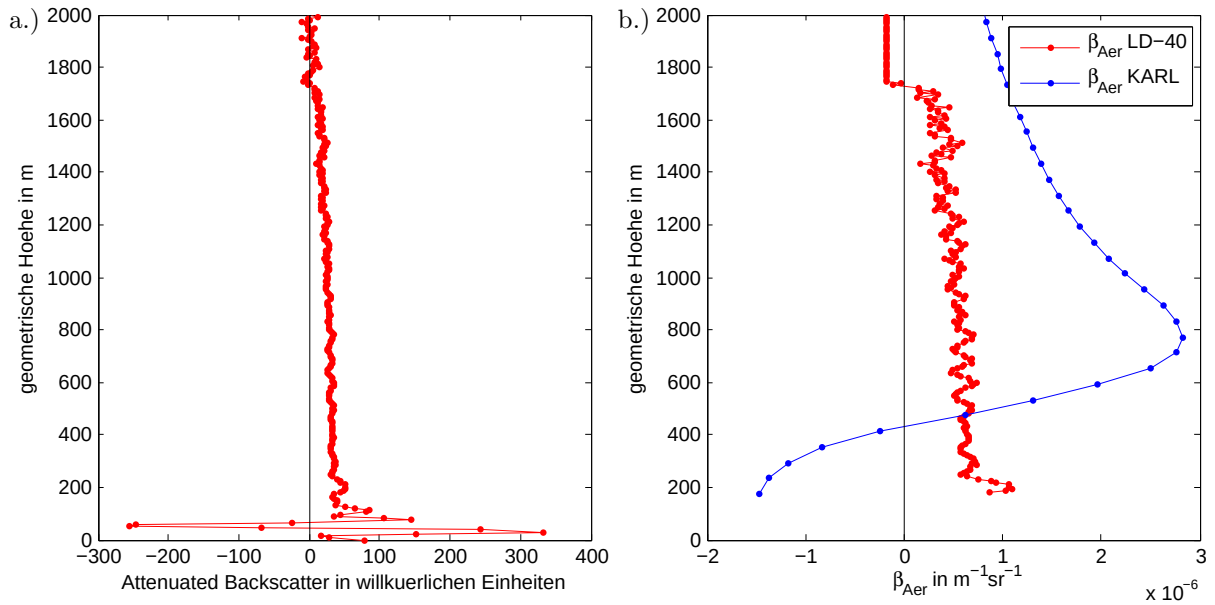


Abbildung 81: a.) Tagesmittel des *Attenuated Backscatter* des LD-40 vom 01.04.2009 in willkürlichen Einheiten (vertikale schwarze Linie: Nulllinie), b.) Vertikalprofile des Rückstreukoeffizienten vom 01.04.2009 (Tagesmittel) des KARL-Systems und des LD-40

Der rapide Anstieg des Betrages des Rückstreukoeffizienten bis etwa 800 m in den KARL-Daten (siehe Abb. 81 blaues Vertikalprofil) entstand durch die hier nicht durchgeführte Überlappkorrektur des Tagesmittels, sodass das vertikale Profil bis zum vollständigen Überlapp nicht mit dem in Abbildung 80 überlappkorrigierten Daten übereinstimmen kann. Unterhalb von etwa 200 m liegt kein auswertbares Signal in den KARL-Daten vor. Das Ceilometer besitzt unterhalb von 200 m ebenfalls nur einen unzureichenden Überlapp (etwa 50 % [23]), wodurch auch in diesem Profil auf diese Daten verzichtet werden konnte. Der Übergang des Ceilometerprofils in einen nahezu konstanten Verlauf in etwa 1700 m Höhe entstand bei der Auswertung mittels des Klett-Algorithmus (siehe Abb. 81 rotes Vertikalprofil). In dieser Höhe wurde die notwendige Randbedingung festgesetzt, oberhalb derer für die hier durchgeführte Auswertung keine physikalisch relevanten Daten mehr vorliegen.

Ab etwa 800 m ist die kontinuierliche Abnahme des Rückstreukoeffizienten mit der Höhe von etwa $2,75 m^{-1}sr^{-1}$ in den KARL-Daten zu erkennen, wie sie auch aus Abbildung 80 ersichtlich ist. Im Gegensatz dazu sollte der Rückstreukoeffizient aus den Daten des LD-40 (rote Kurve) von etwa 800 m bis 200 m eine weitere Zunahme wie in Abbildung 80 zeigen, da die Daten des LD-40 überlappkorrigiert wurden. Da sowohl der Betrag als auch das vertikale Profil des Rückstreukoeffizienten unabhängig von der eingestrahnten Laser-Leistung ist, deutet das derartig abweichende Profil des LD-40 aber darauf hin, dass mit diesem

Gerät selbst bei der Mittelung eines gesamten Tages⁹ mit einer für Ny-Ålesund überdurchschnittlichen Aerosolkonzentration keine Informationen über selbige in der Grenzschicht an diesem Standort gewonnen werden können. Die Ursache hierfür ist hauptsächlich die deutlich geringere Aerosolkonzentration in Ny-Ålesund (siehe z.B. [64]).

Die Rückstreuung der Aerosole ist nicht nur konzentrationsabhängig, sondern hängt auch empfindlich vom Aerosoltyp, der Aerosolgröße und damit auch von der Wellenlänge λ mit welcher diese in Wechselwirkung treten ab. Ein objektives Maß für das Vorhandensein möglicher Streuer ist somit die Extinktion der Atmosphäre. Diese wiederum wird quantitativ durch die optische Dicke, die sich wie folgt definiert, erfasst.

$$OD = \int_0^\infty \alpha(\lambda, r) dr \quad (12.5)$$

Die rechte Seite von Gleichung 12.5 entspricht exakt dem Integralausdruck aus Gleichung 12.1. Folglich ist das detektierbare Rückstreusignal direkt proportional zum Transmissionsgrad der Atmosphäre (Glg. 12.6),

$$T = \exp \left[\int_0^\infty \alpha(\lambda, r) dr \right] = \exp(OD) \quad (12.6)$$

Da hier nur die Rückstreusignale der elastischen Streuung in der emittierten Wellenlänge detektiert werden, findet in Gleichung 12.1 auch nur die optische Dicke für diese Wellenlänge Berücksichtigung, wodurch auf die explizite Angabe der Wellenlängenabhängigkeit, wie in Gleichung 12.5 verzichtet werden konnte. Durch Einsetzen von Gleichung 12.2 in Gleichung 12.5 ergibt sich folgender Ausdruck.

$$OD = \int_0^\infty \alpha_{Aer}(\lambda, r) dr + \int_0^\infty \alpha_{Ray}(\lambda, r) dr \quad (12.7)$$

Der erste Summand in Gleichung 12.7 entspricht der aerosol-optischen Dicke (AOD) die aufgrund der schwankenden Aerosolkonzentration in der Atmosphäre räumlich und zeitlich variabel ist. Der zweite Summand entspricht der quasi-konstanten optischen Dicke der „aerosolfreien“ Atmosphäre (Rayleigh-Streuung) die sich aus der Komposition der Gase in der Atmosphäre ergibt. Durch Subtraktion der bekannten optischen Dicke der Atmosphäre von der gesamten optischen Dicke läßt sich die aerosol-optische Dicke ermitteln. In der Praxis kommen zur Messung der aerosol-optischen Dicke häufig Photometer, wie es auch auf dem BSRN-Feld genutzt wird, zum Einsatz. Diese Daten liegen analog zum Ceilometer ebenfalls in einer Minutentaktung vor und sind ohne aufwendige Aufbereitung nutzbar [64]. Der Mittelwert der aerosol-optischen Dicke für den gesamten Tag lag am 01.04.2009 für die Wellenlänge 532 nm (KARL) bei 0,136 (795 Werte), für die Wellenlänge 862 nm (LD-40) hingegen nur bei 0,062 (795 Werte). Anhand dieser Werte wird nun auch quantitativ deutlich, dass es sich um einen Zeitraum mit einer hohen Aerosolkonzentration handelte, da der Mittelwert der aerosol-optischen Dicke im Frühjahr (März bis Mai) in der Wellenlänge von 500 nm typischerweise bei 0,1 liegt [64]. Der kleinere Wert für die Ceilometer-Wellenlänge weist zusätzlich darauf hin, dass die Atmosphäre für die Wellenlänge des Ceilometers eine geringere Extinktion zeigt, sodass allein dadurch schon ein geringeres Rückstreusignal der Aerosole für dieses Gerät zu erwarten ist. Ferner mindert das deutlich kleinere Signal-zu-Rausch Verhältnis, verglichen mit dem KARL-System, die Signalqualität, sodass selbst bei solch hohen aerosol-optischen Dicken wie am 01.04.2009 eine Aerosolschicht offensichtlich nicht beobachtet werden kann.

Eingangs wurde als notwendige Voraussetzung für eine indirekte Bestimmung der Grenzschichthöhe aus den Rückstreusignalen die Vernachlässigung von Advektion sowie die hinreichende lokale Emission von Aerosolen genannt. Aufgrund der erhöhten Aerosolkonzentration am 01.04.2009 bis zu einer Höhe oberhalb einer realistischen Grenzschichthöhe von zirka 3000 m und dem monotonen, aber nicht abrupten Abfall jener Konzentration mit der Höhe, handelt es sich möglicherweise um advektierte Aerosole. Dies

⁹ein Zeitmittel von 10 min und ein Höhenmittel über 120 m reichen gewöhnlich aus [23]

wird zusätzlich dadurch bestärkt, dass abgesehen von dem Ort selbst keine weiteren anthropogenen Aerosolquellen im näheren Umkreis vorhanden sind. Die beiden wichtigsten Aerosolquellen sind somit der (eisfreie) Ozean und der Boden. Bei Aerosolen aus dem Ozean handelt es sich zu dieser Jahreszeit wahrscheinlich hauptsächlich um Seesalz, während es sich bei den Bodenaerosolen im schneebedeckten Fall hauptsächlich um durch Wind aufgewirbelte Eiskristalle handeln würde. Seesalz ist somit schon ein advektiertes Aerosol und verletzt die genannte Voraussetzung der lokalen Emission vom Boden.

Seesalz und gealtertes Seesalz sind ganzjährig die Aerosolpartikel mit der höchsten Konzentration in Ny-Ålesund [74] (gemessen an der Zeppelin-Station in 474 m (a.s.l.), deren Eigenschaften bei der Auswertung von Rückstreusignalen an diesem Standort berücksichtigt werden müssen. Zum einen ist Seesalz in den Wellenlängen der emittierten Laser-Impulse der genutzten LIDAR-Systeme optisch aktiv (Partikelgröße $\geq 0,5 \mu\text{m}$), das heißt, dass die Rückstreuung hauptsächlich, aber nicht ausschließlich, an diesen Partikeln zu erwarten ist und damit die detektierten Rückstreuprofile im hohen Maße durch vertikale Verteilung von Seesalz bestimmt werden. Zum anderen ist Seesalz ein stark hygroskopisches Aerosol, sodass diese Partikel Wasserdampf aus der Luft binden beziehungsweise anlagern, wobei das hygroskopische Wachstum wiederum sensibel von der absoluten Feuchtigkeit abhängt. Durch dieses Wachstums ändern sich auch die optischen Eigenschaften dahingehend, dass hygroskopisch gewachsenes Seesalz einen höheren Streuquerschnitt besitzt, wodurch der gemessene Rückstreukoeffizient mit dem vertikalen Profil der Feuchte variiert. Dies führt dazu, dass im Falle einer nicht homogenen vertikalen Durchmischung der Feuchtigkeit Gradienten im Rückstreuprofil der LIDAR-Systeme auftreten können, die nicht allein durch Turbulenz, sondern auch durch das Feuchteprofil bestimmt werden. Des Weiteren könnte die Aerosolkonzentration aufgrund des advektiven Transportes und der komplexen lokalen Winde nicht nur räumlich sondern auch zeitlich stark variieren. Damit sind beide klassischen Voraussetzungen für eine einfache Ableitung der Grenzschichthöhe mittels auftretender Gradienten in den Rückstreuprofilen wie sie in urbanen Gebieten erfolgreich durchgeführt wurden, in Ny-Ålesund in der Regel nicht erfüllt.

Dies schließt allerdings nicht aus, dass es Zeiträume gibt, in denen hauptsächlich vom Boden emittierte optisch aktive Aerosole in ausreichender Menge in der Grenzschicht analog zu urbanen Gebieten vertikal turbulent gemischt werden und zugehörige klassische Profile des Rückstreukoeffizienten beziehungsweise des *Attenuated Backscatter* gemessen werden können (z.B. [51]). So zeigten in-situ Messungen im Ort [28], dass es im Sommer (Juli) kurze Zeiträume von mehreren Stunden gibt, in denen es sich bei den vorhandenen Aerosolen hauptsächlich um mineralischen Staub handelt, der möglicherweise vom schnee- und eisfreien Boden stammt. Hierbei ist aber zu beachten, dass die von [74] gefundenen Konzentrationen mit in-situ Messungen in 474 m (a.s.l.) Höhe ermittelt wurden, die konvektive Grenzschichthöhe nach der Paketmethode aber an 75 % der instabilen Tage unterhalb von 490 m liegt. Infolgedessen sind diese Konzentrationen möglicherweise für die Grenzschicht nicht repräsentativ, da diese gegebenenfalls nicht durch Grenzschichtprozesse in diese Höhe transportiert wurden. Zusätzlich beeinflussen die räumlich und zeitlich äußerst variablen Windbedingungen die Durchmischung, sodass durch die von der Zeppelin-Station abweichenden Winde im Ort (siehe z.B. [6]) lokal Staub aufgewirbelt wird, dieser aber die Zeppelin-Station nicht erreicht. Dies könnte auch für Aerosole aus anthropogenen Quellen im Ort der Fall sein, wodurch sich die Messungen an beiden Standorten signifikant unterscheiden (siehe [74]).

13 Ausblick

Da es sich bei den ausgewerteten Daten um Punktmessungen zu einem festen Zeitpunkt handelt, können die ermittelten Grenzschichthöhen vom Vormittag mit den Grenzschichthöhen am Nachmittag aufgrund des Tagesgangs der solaren Einstrahlung in den Übergangsjahreszeiten beziehungsweise variabler Wolkenbedeckung im Sommer (Polartag) durchaus signifikant voneinander abweichen.

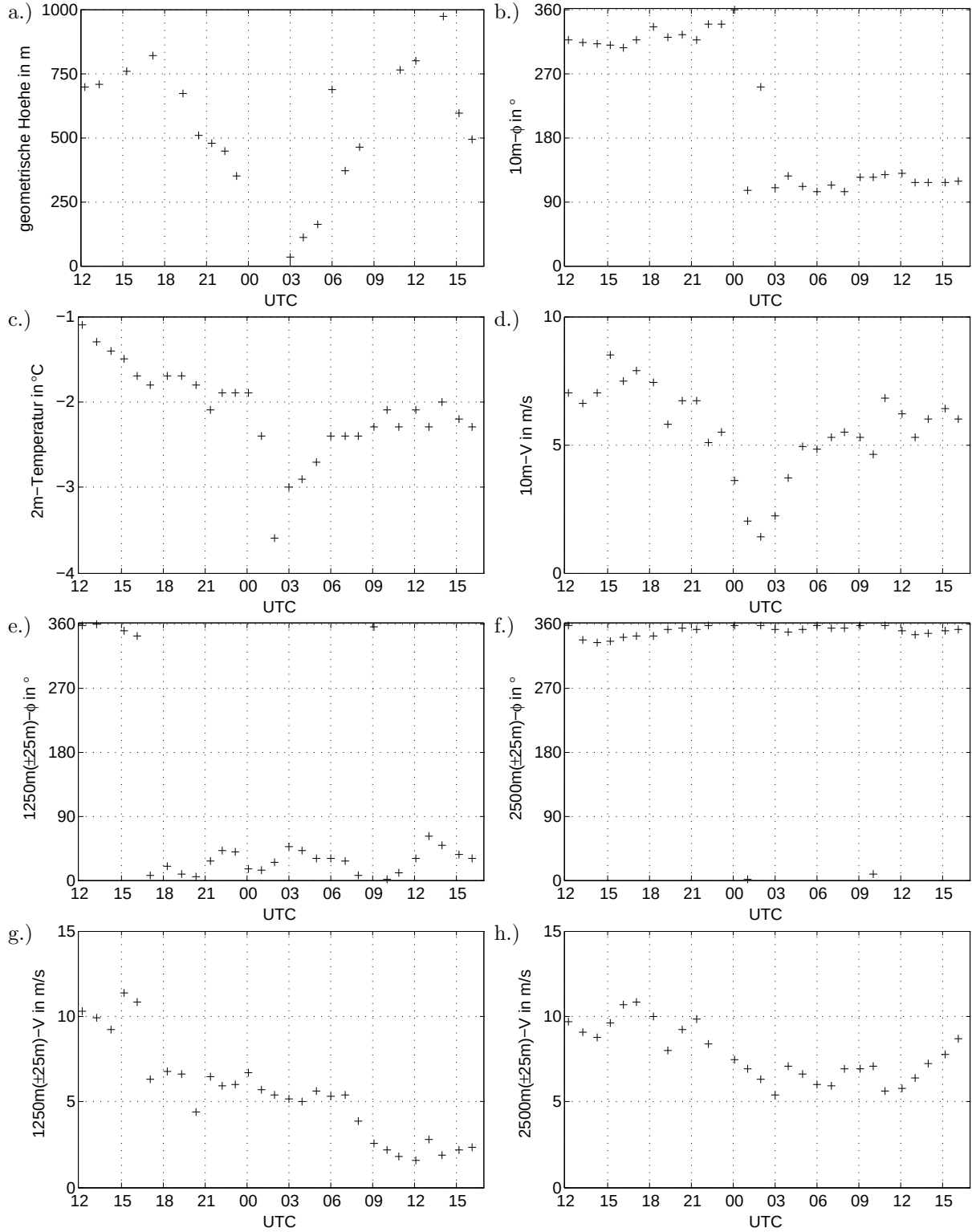


Abbildung 82: stündliche Variabilität verschiedener Werte in den Kampagnen-Sondierungen vom 10.05.2006 12.16 UTC bis zum 11.05.2006 16.09 UTC (29 Sondierungen), a.) mit der *Bulk-Richardson-Zahl* (Glg. 8.2) ermittelte Grenzschichthöhe, b.) 10m-Windrichtung, c.) 2m-Temperatur, d.) 10m-Windgeschwindigkeit (10m-V), e.) 1250m($\pm 25m$)-Windrichtung (1250m($\pm 25m$)- ϕ), f.) 2500m($\pm 25m$)-Windrichtung (2500m($\pm 25m$)- ϕ), g.) 1250m($\pm 25m$)-Windgeschwindigkeit (1250m($\pm 25m$)-V), h.) 2500m($\pm 25m$)-Windgeschwindigkeit (2500m($\pm 25m$)-V)

Während der Polarnacht ist aufgrund der stationären Bedingungen eine etwas geringere Variabilität der Grenzschichthöhe über den Tag zu erwarten. Dies wird anhand einer qualitativen Untersuchung einer

Kampagnen-Messreihe aus dem Mai (Frühjahr) 2006 deutlich. Hier wurden vom 10.05.2006 12.16 UTC bis zum 11.05.2006 16.09 UTC stündlich Sondierungen durchgeführt. In dieser Messreihe zeigen die aus Gleichung 8.2 ermittelten Grenzschichthöhen (Abb. 82 a.)), die 2m-Temperatur (Abb. 82 c.)) und die 10m-Windgeschwindigkeit (10m-V) (Abb. 82 d.)) einen analogen Tagesgang. Die 10m-Windrichtung (Abb. 82 b.)) drehte lediglich gegen 00.00 UTC von Richtung Nordwest in Richtung Ost. In 1250 m und 2500 m Höhe lag die Windrichtung kontinuierlich bei Nord beziehungsweise Nord-Nordost (Abb. 82 e.) und f.)). Die Windgeschwindigkeit in 1250 m Höhe nahm in den gesamten Zeitraum nahezu stetig ab (Abb. 82 g.)), während in 2500 m Höhe die Windgeschwindigkeit von etwa 10 m/s bis zu einem Minimum um 03.02 UTC abfiel und wieder bis etwa 9 m/s stieg (Abb. 82 h.)). Am 10.05.2006 wurde die Schichtung mit der Stabilitätsanalyse von 12.16 UTC bis 18.18 UTC (7 Sondierungen) als instabil identifiziert. Vom 10.05.2006 19.18 UTC bis zum 11.05.2006 01.03 UTC (7 Sondierungen) lag eine neutrale Schichtung vor. Bei der Sondierung vom 11.05.2006 02.02 UTC war die Schichtung kurzzeitig stabil. Am 11.05.2006 lag dann von 03.02 UTC bis 06.02 UTC (3 Sondierungen) wieder eine neutrale beziehungsweise von 07.01 UTC bis 16.09 UTC (11 Sondierungen) eine instabile Schichtung vor. Das von der Grenzschichthöhe, der 2m-Temperatur und der 10m-Windgeschwindigkeit zwischen 01.03 UTC und 03.02 UTC durchlaufene Minimum hing somit nicht mit einer signifikanten Änderung der synoptischen Anströmung, sondern möglicherweise mit dem Tagesgang der solaren Einstrahlung beziehungsweise der Wolkenbedeckung zusammen. Ferner könnte die Verminderung der Windgeschwindigkeit in 1250 m Höhe dazu führen, dass in Bodennähe verstärkt lokale Effekte wie eine Land-Brise dominieren (siehe z.B. [24]), wie an den zueinander entgegengesetzten Windrichtungen in 10 m Höhe (Abb. 82 a.)) und 1250 m Höhe (Abb. 82 e.)) ab dem 11.05.2006 01.03 UTC deutlich wird. Bei diesem Tagesgang handelte es sich wahrscheinlich um mikrometeorologische Änderungen in den bodennahen Luftschichten, die erst bei zeitlichen Auflösungen von Stunden beobachtet werden können, wie dieses Beispiel zeigt. So konnte auch ein Zusammenhang zwischen der bodennahen Südwestströmung (siehe **6.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung** (S. 29)) und dem Auftreten von Schwerewellen mit *Eddy*-Kovarianzmessungen an der AWIPEV-Station identifiziert werden [38]. Damit ist für eine genauere Beobachtung der lokal vorherrschenden Effekte eine deutlich höhere zeitliche Auflösung als der derzeitige 24h-Zyklus der Sondierungen notwendig.

Da die zugrunde liegenden Daten weder räumlich noch zeitlich gemittelt wurden und damit nicht turbulenzbereinigt waren, konnte die Grenzschichthöhe über- beziehungsweise unterschätzt werden. Insbesondere bei der Paketmethode zeigten sich häufig große Fehlerbalken aufgrund von nur kleinen Temperaturdifferenzen in Bodennähe, wodurch an den als instabil identifizierten Tagen möglicherweise keine fortwährende Konvektion vorlag. Ob und in welchen Maße eine Schichtung instabil und damit potentiell konvektiv ist, könnte durch einen Vergleich mit den seit dem 02.09.2010 am Standort durchgeführten Messungen der turbulenten Flüsse mit dem *Eddy*-Kovarianz-Messsystem genauer untersucht werden, da diese Daten kontinuierlich über den Tag erhoben werden. Ein qualitativer Vergleich von Daten aus 2011 (persönliche Kommunikation Georg Jocher, AWI Potsdam, 2012) zeigte, dass an den in dieser Arbeit als instabil identifizierten Tagen, auch ein ausgeprägter vertikaler Austausch mit den Turbulenzmessungen registriert werden konnte.

Ebenso konnten auch die Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsmessungen durch Turbulenz verfälscht gewesen sein. Da aber analoge Ergebnisse zu zeitlich gemittelten Daten aus einer längeren Zeitreihe gefunden wurden (vgl. [24]), haben diese Abweichungen aufgrund der großen Anzahl von Messungen nur einen geringen Einfluss.

Wie die Ergebnisse in Kapitel **6.3 Windrichtung und Windgeschwindigkeit – Synoptische Anströmung** (S. 29) zeigten, ist mit der hohen vertikalen Auflösung der Sondierungen eine allgemeine Charakterisierung der lokalen Winde möglich. Für die Untersuchung katabatischer Winde, wie sie wahrscheinlich bei der Anströmung aus Südwest vorliegen, reicht eine Messung pro Tag jedoch nicht aus. Des

Weiteren sind solche kleinskaligen Prozesse zumeist stark lokalisiert, wodurch Messungen an verschiedenen Standorten im Fjord zu unterschiedlichen Ergebnissen führen können (z.B. [38]). Für die Untersuchung dieser Prozesse sind somit weitere Messungen an verschiedenen Standorten beziehungsweise Vergleiche mit bereits vorhandenen Datensätzen, wie zum Beispiel von dem *Amundsen-Nobile Climate Change Tower* der italienischen Station *Dirigibile Italia* südöstlich von Ny-Ålesund oder von der Zeppelin-Station, notwendig.

Im Frühjahr 2012 wurde ein Wind-LIDAR an der AWIPEV-Station installiert. Auf Basis des Messprinzips von LIDAR-Systemen, soll mit diesem Gerät zukünftig die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung sowohl zeitlich als auch vertikal hochauflösend gemessen werden. Der operationelle Betrieb befand sich jedoch bis zum Abschluss dieser Arbeit in der Entwicklungsphase, sodass hier keinerlei Aussagen zu den Messdaten gemacht werden können.

Das vertikale Temperatur- und Feuchteprofil wird seit dem 24.03.2011 ebenfalls mit einem Radiometer kontinuierlich gemessen. In Abhängigkeit von der dynamischen Stabilität der Luftschichtung liefert dieses passive Fernerkundungssystem ähnliche Ergebnisse, wie die in-situ Messungen der Radiosonde. Für einen ausführlichen Vergleich dieser beiden Datensätze von der Station und weiterführende Informationen zu dem Messverfahren sei auf [43] verwiesen.

Mit dem Wind-LIDAR-System und dem Radiometer wäre somit, mit Ausnahme des Druckes, eine zeitlich hoch aufgelöste Messung der Vertikalprofile aller meteorologischen Größen möglich, die auch durch die Radiosonden ermittelt werden. Durch Anpassung der hier vorgestellten Methoden zur Ermittlung der Grenzschichthöhe auf diese Datensätze ist gegebenenfalls eine Beobachtung der zeitlichen Variabilität dieser Höhe möglich. Des Weiteren könnte durch Kombination verschiedener Kriterien die Qualität der Höhenabschätzung ähnlich zu [9] abgeschätzt werden.

Für die Auflösung der kleinskaligen Effekte bedarf es in Klimamodellen einer sehr hohen räumlichen Auflösung wie sie derzeit nur in speziellen regionalen Klimamodellen wie *Weather Research & Forecasting* (kurz: WRF)-Modellen oder *Large Eddy-Simulation* erreicht wird. Spezifische Modellläufe beziehungsweise Simulationen für kleine Gebiete wie sie bereits für den Kongsfjord [49] beziehungsweise den Kongsvegen [24] durchgeführt wurden, ermöglichten ein genaueres Verständnis der dominanten Prozesse. Neben der Auswertung von zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Messdaten wäre folglich die Anwendung solcher Modelle auf diese Region auch zukünftig erstrebenswert. Umgekehrt liefert der Vergleich von Messdaten und Modell eine Validierung für das entsprechende Modell.

Eine Trennung der thermischen und mechanischen Grenzschichteigenschaften ist an der AWIPEV-Station nicht trivial möglich, sodass grundsätzlich beide Faktoren zusammen betrachtet werden sollten. Mit Ausnahme der *Bulk-Richardson-Zahl* wird von den Kriterien zur Ermittlung der Grenzschichthöhe immer nur eine charakteristische Eigenschaft im Vertikalprofil einer meteorologischen Größe selektiert beziehungsweise erfasst. Die Struktur dieser Vertikalprofile ist aber eine Folge des Grenzschichtzustandes, der wiederum durch das Vorhandensein von Turbulenz und dem daraus resultierenden Grad der Durchmischung bestimmt wird. Damit stellen diese Methoden nur eine indirekte Bestimmung der Grenzschichthöhe dar. Eine Alternative dazu wären Messungen von Vertikalprofilen der turbulenten Flüsse, wie sie beispielsweise auch während der SHEBA-Kampagne (siehe z.B. [19]) durchgeführt wurden.

Anhang

A Fehlerbetrachtung

Jedem genutzten Kriterium zur Ermittlung der Grenzschichthöhe liegt ein spezifischer numerischer Algorithmus zugrunde, sodass keine einheitliche Fehlerbetrachtung möglich ist und diese analog zur Auswertung der Grenzschichthöhen kriteriumspezifisch erläutert wird. Negative Werte entsprechen den unteren Fehlerbalken, positive Werte den oberen Fehlerbalken.

Lineare Fehlerfortpflanzung

Bei der Berechnung einer Größe X die von den Fehlern u_{x_i} der n Ausgangsgrößen x_i abhing, wurde der resultierende Fehler u_X mittels der linearen Fehlerfortpflanzung (Gleichung A.1) berechnet.

$$u_X = \sum_{i=1}^n \left(\left| \frac{\partial X}{\partial x_i} \right| \cdot u_{x_i} \right) \quad (\text{A.1})$$

Für die Berechnung der Fehler nach Gleichung A.1 wurden für alle Messwerte (RS-90 Sonde, RS-92 Sonde, BSRN-Feld) aus Konsistenzgründen das Auflösungsvermögen der RS-92 Sonde verwendet. Für die Sonden ist diese Vorgehensweise unkritisch, da die Instrumentierung beider Sonden identisch ist. Die Fehler für Messdaten vom BSRN-Feld werden im ungünstigsten Fall überschätzt, da die Messgeräte für den Druck, die Windrichtung und die Feuchte ein höheres Auflösungsvermögen besitzen.

Fehler der geometrischen Höhe

Aus allen programmierten Algorithmen ergibt sich ein Höhenwert, der aus fehlerbehafteten Messgrößen mittels der Gleichungen 4.1 und 4.3 berechnet wurde, sodass der resultierende Fehler der Höhe aus diesen beiden Gleichungen in alle Ergebnisse eingeht. Für das Höhenintervall Δz_i ergibt sich mittels Gleichung A.1 folgender Fehler aus Gleichung 4.1:

$$u_{\Delta z_i} = \left| \frac{R_d}{g} \right| \cdot u_{p_i} + \left| - \left(\frac{R_d}{g} \right) \cdot \frac{1}{p_{i+1}} \right| \cdot u_{p_{i+1}} + \left| \left(\frac{R_d}{g} \right) \cdot \ln \frac{p_i}{p_{i+1}} \right| \cdot u_{\bar{T}_v} \quad (\text{A.2})$$

mit dem Fehler $u_{\bar{T}_v}$ der mittleren virtuellen Temperatur $\bar{T}_v$ aus Gleichung 4.2.

$$u_{\bar{T}_v} = \frac{u_{T_{v,i}} + u_{T_{v,i+1}}}{2} \quad (\text{A.3})$$

Die folgenden Fehler wurden für jeden Messwert der Vertikalprofile berechnet, sodass auf die Angabe eines Indexes verzichtet wurde. Es ergibt sich folgender Fehler aus Gleichung 4.4

$$u_{T_v} = \left| \frac{Ta(1-a)}{[a(1+r_v)]^2} \right| \cdot u_{r_v} + \left| \frac{r_v+a}{a(1+r_v)} \right| \cdot u_T \quad (\text{A.4})$$

aus Gleichung 6.4

$$u_{r_v} = \left| \frac{1}{(1+q)^2} \right| \cdot u_q \quad (\text{A.5})$$

aus Gleichung 6.6

$$u_q = \left| \frac{ap}{[p-e(1-a)]^2} \right| \cdot u_e + \left| - \frac{ae}{[p-e(1-a)]^2} \right| \cdot u_p \quad (\text{A.6})$$

aus der nach rh umgeformten Gleichung 6.7

$$u_e = \frac{e_{sat}}{100} \cdot u_{rh} + \frac{e_{sat}}{100} \cdot u_{e_{sat}} \quad (\text{A.7})$$

aus Gleichung 6.8

$$u_{e_{sat,fl}} = \left| e_{sat,fl} \cdot \ln(10) \cdot \left[-\frac{aT_s}{T^2} - \frac{b}{\ln(10) \cdot T} - c \cdot \ln(10) \cdot \frac{d}{T_s} \cdot 10^{d(1-\frac{T}{T_s})} - f \cdot \ln(10) \cdot \frac{hT_s}{T^2} \cdot 10^{h(\frac{T_s}{T}-1)} \right] \right| \cdot u_T \quad (\text{A.8})$$

und aus Gleichung 6.9

$$u_{e_{sat,f}} = \left| e_{sat,f} \cdot \ln(10) \cdot \left[-\frac{aT_0}{T^2} - \frac{b}{\ln(10) \cdot T} - \frac{c}{T_0} \right] \right| \cdot u_T \quad (\text{A.9})$$

Der resultierende Fehler $u_{\Delta z_i}$ für jedes Höhenintervall i steigt exponentiell mit der Höhe mit typischen Werten um $\pm 1,6$ m in 26,6 m und $\pm 4,0$ m in 8383 m Höhe (01.01.2010 10.51 UTC Sondierung).

Streng genommen hätte auch der Fehler der Summation der Höhenintervalle Δz_i in Gleichung 4.3 berechnet werden müssen. Durch die Nutzung von Gleichung A.1 werden die Fehler der Höhen ebenfalls summiert, wodurch sich bereits ab etwa dem 16. Höhenintervall der Sondenmesswerte Gesamtfehler ergeben, die größer sind als das Höhenintervall (zirka 25 m) selbst. Jeder der Höhenberechnung zugrundeliegende Druck-, Temperatur- und Feuchtwert wird unabhängig in der entsprechenden Höhe ermittelt, sodass Gleichung A.1 keine adäquate Beschreibung ist. Dadurch sind die Fehler in jedem Höhenintervall unabhängig. Da angenommen werden kann, dass die Messfehler der Sensoren statistisch verteilt sind und sich somit im Mittel über mehrere Höhengschritte kompensieren, wurde auf die lineare Fehlerfortpflanzung für Gleichung 4.3 verzichtet.

Da die BSRN-Messgeräte in 2 m und 10 m Höhe fest installiert sind, wurde für diese Höhen ein Fehlerbalken von ± 0 m definiert.

S2, S3, S4 (Programm: *searchjet*)

Aufgrund der Messunsicherheit der RS-92 Sonde von $\pm 0,15$ m/s [84] bei der Windgeschwindigkeitsmessung, kann erst ab einem Betrag der Differenz von $> 0,3$ m/s zweier Messwerte davon ausgegangen werden, dass die Windgeschwindigkeit der beiden Messpunkte tatsächlich verschieden ist. Im ungünstigsten Fall weichen beide Messungen bei einem Betrag der Differenz von $0,3$ m/s entgegengesetzt um $0,15$ m/s vom wahren Wert ab. Entsprechend wurde eine weitere Routine (*errorsearchjet*) programmiert, mit der die Spannweite, das heißt die Höhendifferenz, sowohl nach oben als auch nach unten ermittelt wurde, innerhalb derer kein Messwert vorlag, dessen Windgeschwindigkeit um mehr als $0,3$ m/s vom Windgeschwindigkeitsmaximum der Windspitze abwich. Diese Spannweiten entsprechen gerade den Fehlerbalken der Höhe der Windspitze, da die Differenzen zwischen den Messwerten innerhalb der Spannweiten durch statistisches Rauschen verursacht sein konnten.

Alternativ formuliert entspricht die so definierte Spannweite der Höhendifferenz zwischen dem geometrisch höchsten (Spannweite nach oben) beziehungsweise dem geometrisch niedrigsten (Spannweite nach unten) nicht unterscheidbaren Windgeschwindigkeitswert. Jeder dieser beiden Werte besaß zusätzlich einen Fehler, der sich aus der Höhenberechnung ergab (siehe **Fehler der geometrischen Höhe**) und hinzuaddiert wurde. Nachfolgend sind die jährlichen Verteilungen der Fehlerbalken für die Höhe des Maximums der Windspitze (Abb. 83) und die Höhe des Minimums über der Windspitze (Abb. 84) gegeben.

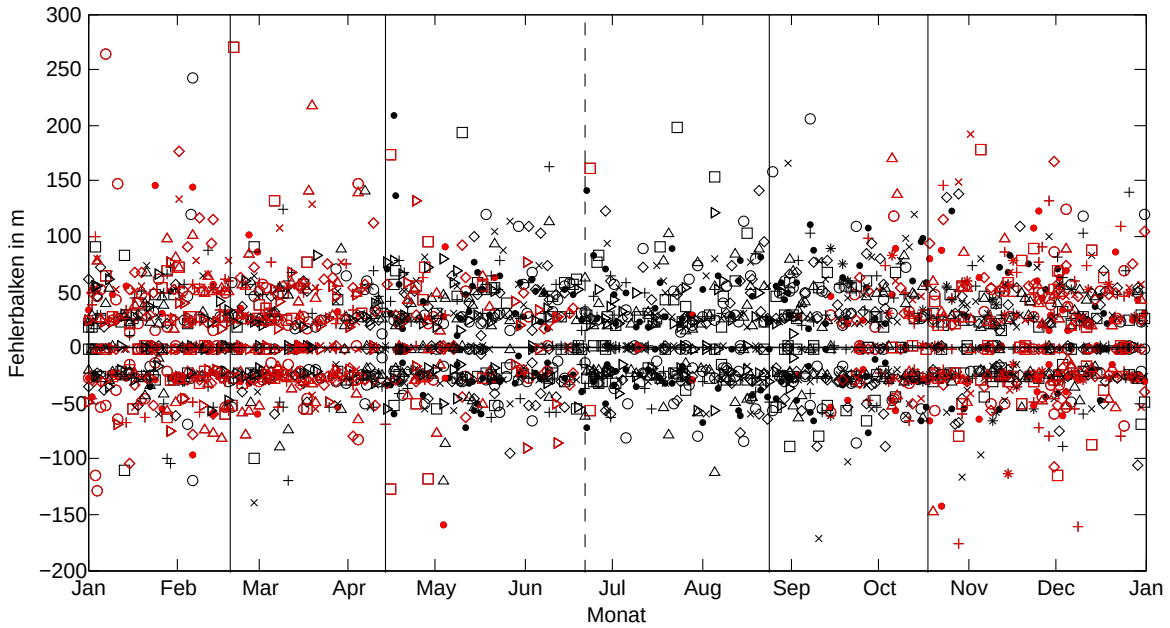


Abbildung 83: jährliche Verteilung der Fehlerbalken der Höhe des Geschwindigkeitsmaximums von LLJs, vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende, horizontale durchgezogene Linie: Nulllinie, rote Symbole: stabile Tage, schwarze Symbole: neutrale und instabile Tage

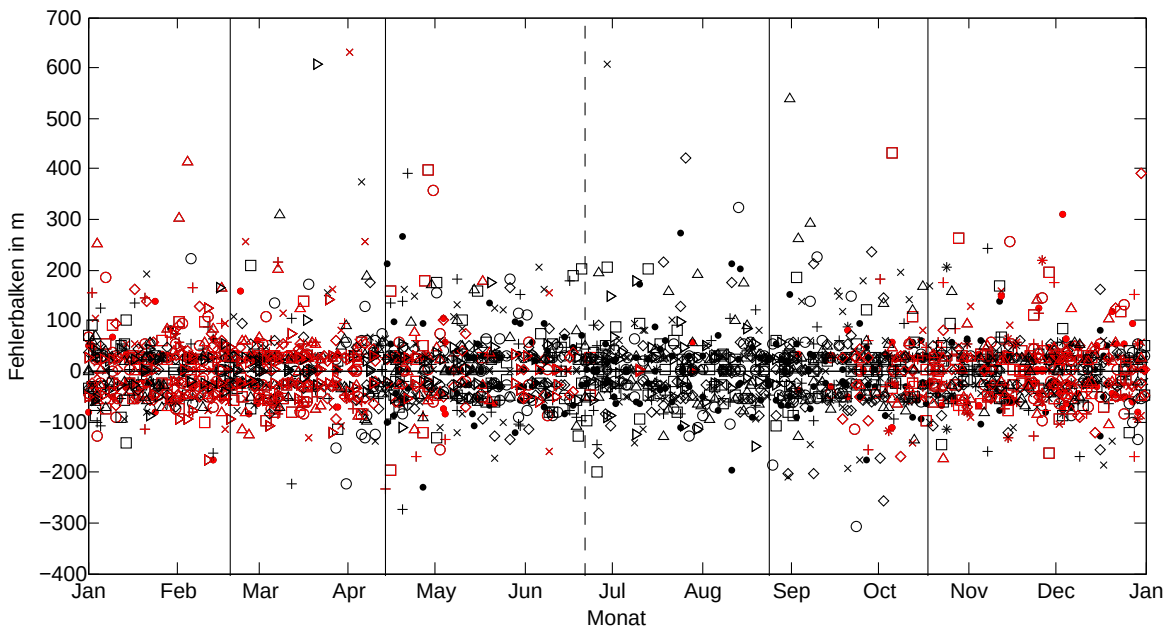


Abbildung 84: jährliche Verteilung der Fehlerbalken der Höhe des Geschwindigkeitsminimums über den LLJs vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende, horizontale durchgezogene Linie: Nulllinie, rote Symbole: stabile Tage, schwarze Symbole: neutrale und instabile Tage

Da LLJs für alle 11UTC-Sondierungen und separat für die 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung ausgewertet wurden, wurden die als stabil klassifizierten Tage durch eine rote Symbolik in Abbildung 83 und Abbildung 84 gekennzeichnet. In Tabelle 30 und Tabelle 31 sind Quantile für die Fehlerbalken der ermittelten Höhen des Maximums der Geschwindigkeit und des Minimums über dem Maximum der Geschwindigkeit zusammengefasst.

Quantil	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75 %: stabil	39	57
50 %: stabil	27	41
75 %: alle Schichtungen	34	56
50 %: alle Schichtungen	26	33

Tabelle 30: Quantile der Fehlerbalken für die Höhen des Maximums der Geschwindigkeit in der Windspitze (LLJ)

Minimum über Maximum	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75 %: stabil	59	54
50 %: stabil	46	30
75 %: alle Schichtungen	60	54
50 %: alle Schichtungen	44	29

Tabelle 31: Quantile der Fehlerbalken für die Höhen des Minimums über dem Maximum der Geschwindigkeit in der Windspitze (LLJ)

Die Fehlerbalken der Höhe des Geschwindigkeitmaximums überschreiten bei einem Fehler der Messwerte in der Höhe des Auslösungsvermögens einen Wert von ± 50 m zumeist nicht. Dies entspricht etwa dem Höhenintervall von drei Sondenmesswerten, sodass die Höhen nur geringfügig von dem Auflösungsvermögen abhängen. Die Fehlerbalken der Höhen der Minima über den Geschwindigkeitsmaxima sind geringfügig größer, liegen aber ebenfalls im Bereich des Höhenintervalls von drei Sondenwerten.

S6, S7, S8 (Programm: *searchi*)

Die Fehler wurden analog zur Fehlerbetrachtung der LLJ-Höhen (siehe : **S2, S3, S4 (*searchjet*)**) anhand der um den 10m-Wert erweiterten vertikalen Profile der Temperatur ermittelt. Hierzu wurde ebenfalls eine weitere Routine (*errorsearchi*) erstellt. Der zugrunde liegende Fehler entspricht dem bereits mehrfach genutzten Auflösungsvermögen von 0,1 K [84] der RS-92 Sonde. Hier ergibt sich folgende jährliche Verteilung der Fehlerbalken.

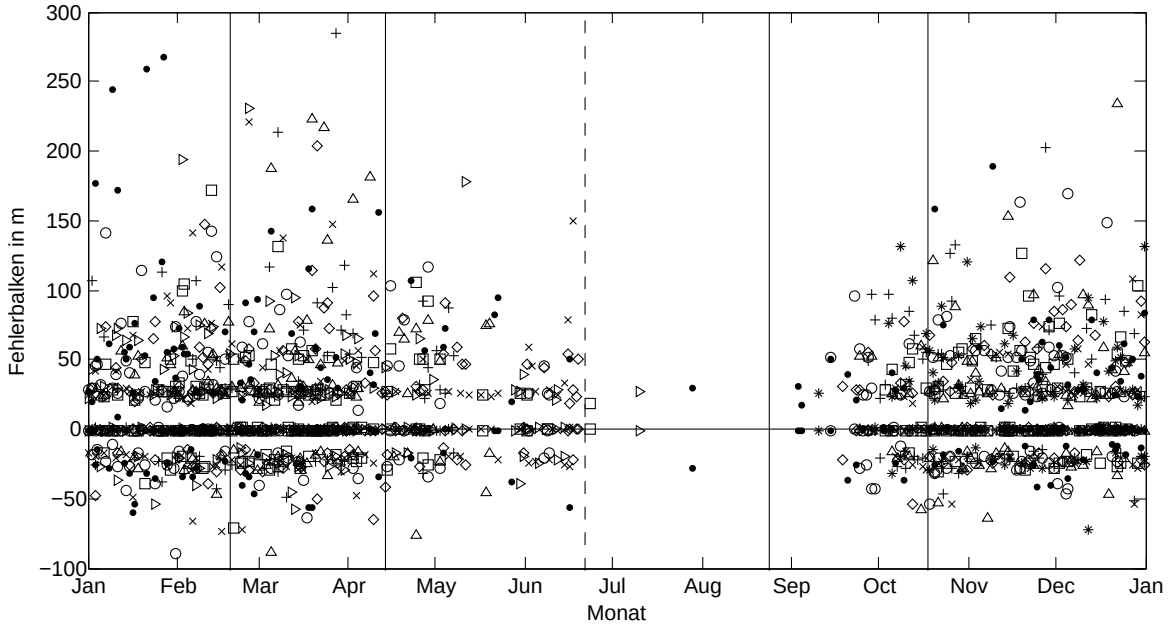


Abbildung 85: jährliche Verteilung der Fehlerbalken der SBI-Höhen bei einer stabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende, *horizontale durchgezogene Linien:* Nulllinie

Hier ergaben sich für Tage mit einer stabilen Schichtung folgende Quantile der Fehlerbalken (Tab. 32).

Quantil	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75 %: stabil	23	58
50 %: stabil	2	32

Tabelle 32: Quantile der Fehlerbalken der SBI-Höhen (Höhe des Temperaturmaximums)

Für die unteren Fehlerbalken ergaben sich sehr kleine Werte die etwa dem Höhenintervall zwischen zwei Sondenwerten entsprechen. Zirka 50 % der Höhen besitzen sogar nur den Fehler der Höhe selbst (zirka 2 m). Die oberen Fehlerbalken sind deutlich größer. Das heißt, dass die SBI-Höhen bei Fehlern der gemessenen Temperatur in der Höhe des Auslösungsvermögens eher unterschätzt werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass dem Temperaturanstieg in der Inversion häufig eine nahezu isotherme Schichtung folgt. Das Auffinden von SBIs in den Temperaturprofilen hängt somit nur geringfügig von dem Auslösungsvermögen ab.

S15 (Programm: *bulkrichardsonnumber*)

Der Fehler der Bulk-Richardson-Zahl ergibt sich ebenfalls mittels Gleichung A.1 aus den Werten für das Auflösungsvermögen der Sondenmessgeräte zu:

$$u_{Ri} = \left| -\frac{g\Theta_v h}{V^2 \Theta_s^2} \right| \cdot u_{\Theta_s} + \left| \frac{gh}{V^2 \Theta_s} \right| \cdot u_{\Theta_v} + \left| \frac{g(\Theta_v - \Theta_s)}{V^2 \Theta_s} \right| \cdot u_h + \left| \frac{-2hg(\Theta_v - \Theta_s)}{\Theta_s V^3} \right| \cdot u_V \quad (\text{A.10})$$

Der Fehler der virtuellen potentiellen ergibt sich mittels der linearen Fehlerfortpflanzung A.1 aus Gleichung 6.3 zu:

$$u_{\Theta_v} = \left| \frac{\Theta(a - a^2)}{[a(1 + r_v)]^2} \right| \cdot u_{r_v} + \left| \frac{r_v + a}{a(1 + r_v)} \right| \cdot u_{\Theta} \quad (\text{A.11})$$

Hierin ist u_{r_v} der Fehler des Mischungsverhältnis aus Gleichung A.5 und u_Θ der Fehler der potentiellen Temperatur der sich ebenfalls mittels der linearen Fehlerfortpflanzung A.1 aus Gleichung 6.2 zu

$$u_\Theta = \left| -T\sigma \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\sigma-1} \cdot \left(\frac{p_0}{p^2} \right) \right| \cdot u_p + \left| \left(\frac{p_0}{p} \right)^\sigma \right| \cdot u_T \quad (\text{A.12})$$

ergibt. Durch Addition des Fehlers aus Gleichung A.10 zum Vertikalprofil der *Bulk*-Richardson-Zahl und erneuter Ermittlung jener Höhe, in der der kritische Wert erreicht wird, ergibt sich eine neue, gegebenenfalls niedrigere Höhe. Die Summe aus der Höhendifferenz und dem Fehler der neuen Höhe (siehe **Fehler der geometrischen Höhe**) entspricht dem unteren Fehlerbalken. Der obere Fehlerbalken berechnet sich analog, allerdings durch Subtraktion des Fehlers aus Gleichung A.10 vom Ausgangsprofil. Nachfolgend ist die jährliche Verteilung der Fehlerbalken gegeben. Dies wurde ebenfalls in einer eigenständigen MATLAB-Routine umgesetzt.

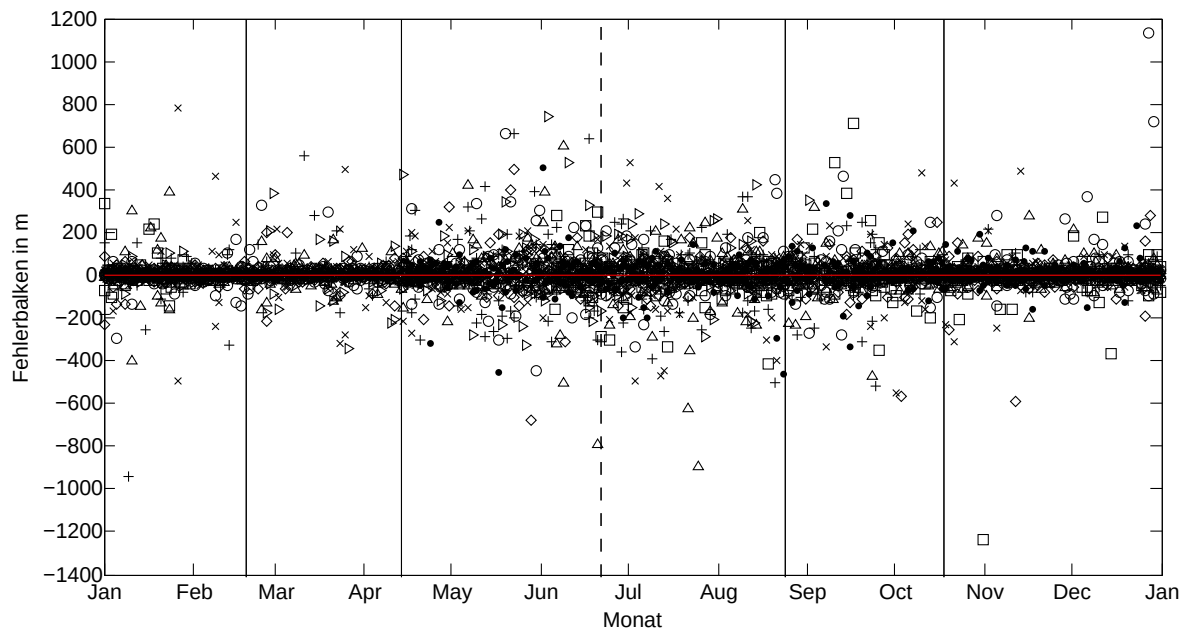


Abbildung 86: jährliche Verteilung der Fehlerbalken der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen (alle Schichtungen), *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende, *horizontale rote durchgezogene Linie:* Nulllinie

Quantil	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75 %: stabil	22	27
50 %: stabil	7	14
75 %: neutral	51	66
50 %: neutral	25	30
75 %: instabil	85	86
50 %: instabil	36	46
75 %: alle Schichtungen	51	60
50 %: alle Schichtungen	22	30

Tabelle 33: Quantile der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen

Diese Fehlerbalken sind für stabile Tage ähnlich klein, wie die Fehlerbalken der SBI-Höhen. Für instabile Tage ergaben sich Fehlerbalken die dem Höhenintervall von mehr als drei Sondenwerten entsprechen. Da

die Schichtung an instabilen Tagen teilweise nur schwach instabil beziehungsweise nahezu neutral ist, können schon kleine Fehler der Messwerte in Höhe des Auflösungsvermögens große Abweichungen nach sich ziehen (vgl. **K9 (Programm: *simpleparcelmethod*)**).

K4, K5 (Programm: *searchi*)

Hier wurden die Fehlerbalken der Inversionsbasis der LIs mit der gleichen Verfahrensweise wie für das Temperaturmaximum der SBIs mit dem Programm *errorsearchi* (siehe **S6, S7, S8 (Programm: *searchi*)**) ermittelt. Die Spezialfälle von SBIs wurden auch hier berücksichtigt.

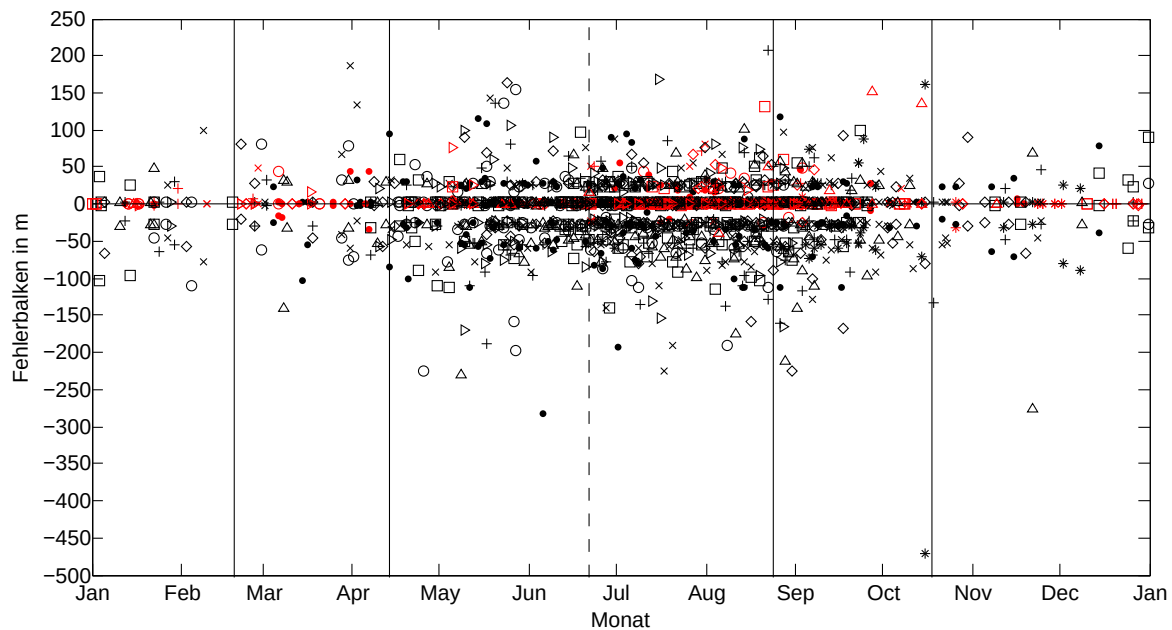


Abbildung 87: jahreszeitliche Verteilung der Fehlerbalken der LI-Höhen bei einer instabilen Schichtung, vertikale durchgezogene Linien: Jahreszeiten-Wechsel, vertikale gestrichelte Linie: Sommersonnenwende, horizontale durchgezogene Linien: Nulllinie, rote Symbole: Spezialfälle von SBIs

Quantil	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75 %: stabil	51	27
50 %: stabil	28	2

Tabelle 34: Quantile der Fehlerbalken der LI-Basishöhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

Diese Fehlerbalken sind ebenfalls ähnlich zu den Fehlerbalken der SBIs an stabilen Tagen (vgl. **S6, S7, S8 (Programm: *searchi*)**). Allerdings weisen hier die oberen Fehlerbalken die kleineren Fehler auf. Die ist darauf zurückzuführen, dass nicht das Temperaturmaximum, sondern die Inversionsbasis als Inversionshöhe definiert wurde.

K9 (Programm: *simpleparcelmethod*)

Zwei Werte der virtuellen potentiellen Temperatur sind nicht unterscheidbar, wenn der Betrag der Differenz der Werte die Summe der Fehler dieser beiden Werte nicht überschreitet. Zur Ermittlung des unteren Fehlerbalkens wurde vom Bodenwert der virtuellen potentiellen Temperatur der zugehörige Fehler der sich aus Gleichung A.11 ergibt, subtrahiert, während zu den folgenden Werten der Fehler aus entsprechender

Höhe hinzu addiert wurde. Durch die erneute Anwendung der Paketmethode auf das so modifizierte Profil der virtuellen potentiellen Temperatur ergibt sich eine neue Höhe, die nur kleiner oder gleich der aus dem unveränderten Profil ermittelten Grenzschichthöhe sein kann. Die so bestimmte Mindesthöhe entspricht der Grenzschichthöhe, die sich ergeben würde, wenn der Bodenwert und der Wert aus dieser Mindesthöhe gerade entgegengesetzt um den zugehörigen Fehler voneinander abweichen. Aus der Differenz zwischen der Mindesthöhe und der ermittelten Grenzschichthöhe und dem Fehler der Mindesthöhe (siehe **Fehler der geometrischen Höhe**) ergibt sich der resultierende untere Fehlerbalken.

Im ungünstigsten Fall ist die Summe der Fehler des Bodenwertes und des nachfolgenden ersten Sondenwertes nicht größer als die Temperaturdifferenz dieser beiden Werte. Bei der Berechnung des unteren Fehlerbalkens liegt dann kein für die Paketmethode notwendiger negativer Gradient der virtuellen potentiellen Temperatur am Boden vor, sodass diese Methode keinen Wert liefert und der untere Fehlerbalken 100% von der Grenzschichthöhe beträgt.

Für den oberen Fehlerbalken wurde analog vorgegangen, wobei der Fehler des Bodenwertes zum Bodenwert addiert, die zugehörigen Fehler der folgenden Werte von diesen subtrahiert wurde. Bei erneuter Anwendung der Paketmethode ergibt sich die Maximalhöhe, die nur größer oder gleich der ursprünglichen Höhe aus dem unveränderten Profil sein kann. Die Summe aus der Höhendifferenz und dem Fehler der Maximalhöhe entspricht dem oberen Fehlerbalken. Nachfolgend ist die jährliche Verteilung der Fehlerbalken dargestellt. Die rot markierten Datenpunkte entsprechen jenen Tagen (313 der 859 intakten 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung), bei denen sich ein Fehler von 100% Prozent nach unten ergab.

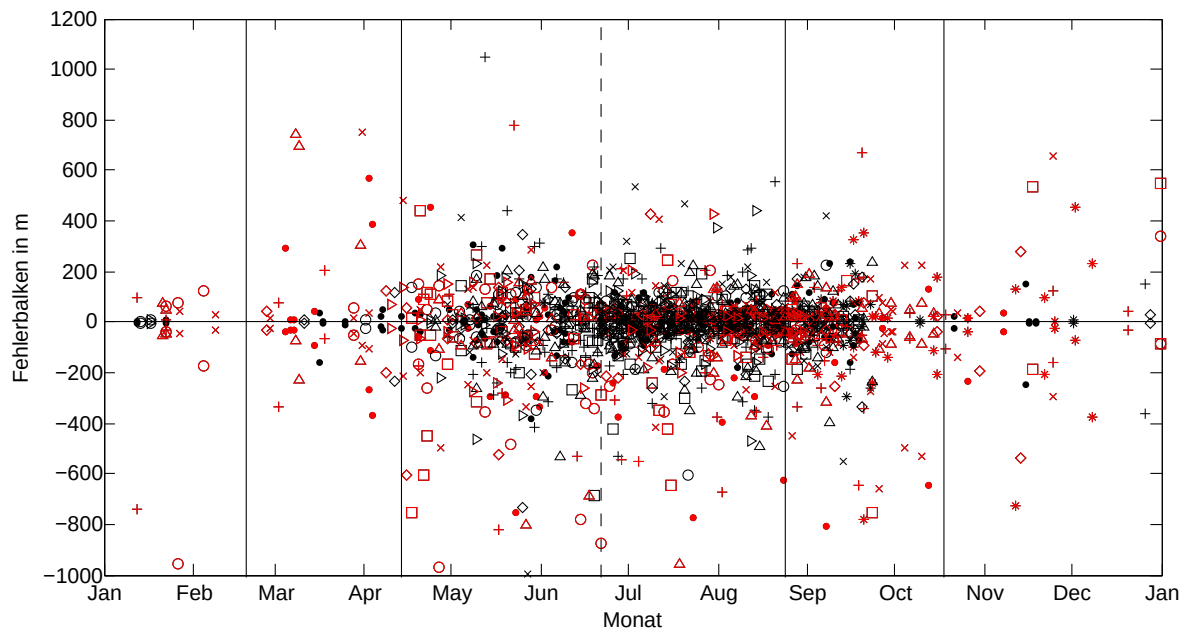


Abbildung 88: jährliche Verteilung der Fehlerbalken der Paketmethode, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende, *horizontale durchgezogene Linie:* Nulllinie

Bei den nachfolgenden Quantilen wurden Tage mit einem unteren Fehlerbalken von 100% der Grenzschichthöhe nicht berücksichtigt.

Quantil	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75 %: stabil	103	99
50 %: stabil	46	47

Tabelle 35: Quantile der Fehlerbalken der Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung

Für diese Methode ergeben sich die größten Fehlerbalken die etwa dem Höhenintervall von fünf Sonderwerten entsprechen. Diese Kriterium ist somit neben der hohen Ausfallrate (siehe oben) sehr empfindlich gegenüber Fehlern der Messwerte in der Höhe des Auflösungsvermögens. Auch hier sind die häufig nur schwach instabilen Schichtungen die Ursache für diese Abweichungen.

K15 (Programm: *bulkrichardsonzahl*)

Siehe Fehlerbetrachtung S15 (Programm: *bulkrichardsonnumber*).

Fehlerbetrachtung für SBI-Höhen bei einer neutralen Schichtung

Die Fehler wurden analog zur Fehlerbetrachtung S6, S7, S8 (Programm: *searchi*) ermittelt. Hier ergibt sich folgende jährliche Verteilung der Fehlerbalken.

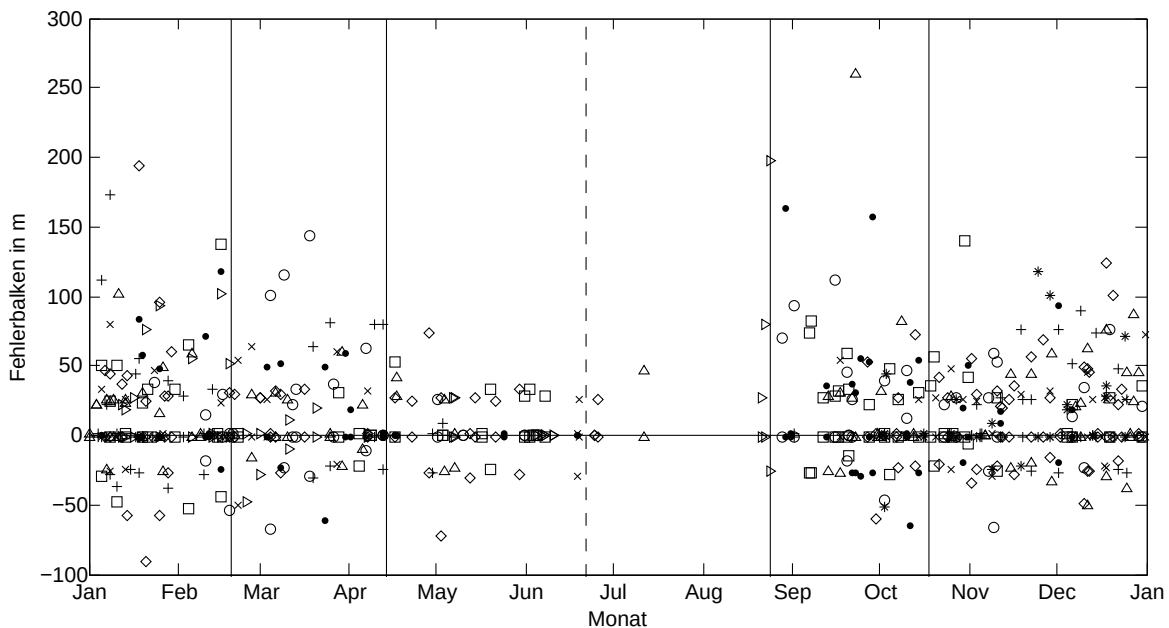


Abbildung 89: jährliche Verteilung der Fehlerbalken der SBI-Höhen bei einer stabilen Schichtung, *vertikale durchgezogene Linien:* Jahreszeiten-Wechsel, *vertikale gestrichelte Linie:* Sommersonnenwende, *horizontale durchgezogene Linie:* Nulllinie

Quantil	unterer Fehlerbalken in m	oberer Fehlerbalken in m
75 %: neutral	23	51
50 %: neutral	2	28

Tabelle 36: Quantile der Fehlerbalken der SBI-Höhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung

Diese Fehlerbalken sind nahezu identisch mit den Fehlerbalken der SBI-Höhen von stabilen Tagen (siehe **S6, S7, S8 (Programm: *searchi*)**).

Fehlerbetrachtung für Höhen aus Gleichung 8.2 bei einer neutralen Schichtung

Siehe Fehlerbetrachtung **S15 (Programm: *bulkrichardsonnumber*)**.

Fehlerbetrachtung für Schichten mit streng monotonen Gradienten und Maximalgradienten

Für die zusammenhängenden Schichten mit einem streng monotonen Gradienten wurden die Differenzen von jeweils zwei aufeinander folgenden Messwerten im Vertikalprofil der entsprechenden Größe berechnet. Bei jedem Vorzeichenwechsel oder einem Wert von 0 für diese Differenz wurde der Beginn einer neuen Schicht angenommen. Für eine Differenz von 0 ist dieses Vorgehen aber kritisch, da die beiden aufeinander folgenden Werte aufgrund des begrenzten Auflösungsvermögens entgegengesetzt um gleichen den Betrag des Fehlers vom wahren Wert abweichen konnten, wodurch eine real zusammenhängende Schicht getrennt worden wäre. Für umgerechnete Größen war dies auch für kleine positive oder negative Differenzen möglich, da sich für jedem Messwert im Vertikalprofil unterschiedliche Fehlerbalken ergaben. Bei einer Anzahl von 2785 11UTC-Sondierungen ist aber davon auszugehen, dass diese Fehler statistisch verteilt sind und ebenso so häufig eine zu hohe Schicht wie auch eine zu niedrige Schicht als die Schicht mit der maximalen Änderung der entsprechenden Größe angenommen wurde. Im Rahmen der Messgenauigkeit ist die identifizierte Schicht sogar eindeutig, da die wahren Fehlerbalken ohne geeignete Mittelwerte der entsprechenden Größen nicht abgeschätzt werden können. Dies gilt auch für die maximalen Gradienten. Damit ist die Angabe eines physikalisch sinnvollen Fehlerbalkens für diese Schichten und die maximalen Gradienten nicht trivial möglich.

B Konstanten

$c_{p,tL}$	$=$	$1004,82 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$	spezifische Wärmekapazität trockener Luft
g	$=$	$9,81 \text{ m/s}^2$	Fallbeschleunigung
M_{tL}	$=$	$28,9644 \cdot 10^{-3} \text{ kg/mol}$	molare Masse trockener Luft
p_0	$=$	1000 hPa	Referenzdruck
R	$=$	$8,3144 \text{ J/mol}\cdot\text{K}$	universelle Gaskonstante
R_{tL}	$=$	$287,04 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$	spezifische Gaskonstante trockener Luft

C Programme

Nachfolgend ist eine Erläuterung der in der Arbeit genannten Programme gegeben, deren Funktionsweise relevant für die Interpretation der Ergebnisse ist. Bei Unterprogrammen, Programmen zum Auslesen von Dateien oder zur Umrechnung meteorologischer Größen wurde auf eine Beschreibung verzichtet, da es sich dabei ausschließlich um die programmiersprachenspezifische Umsetzung handeln würde. Insgesamt wurden im Rahmen dieser zirka 65 Programme erstellt. Zusätzlich wurden diverse interne MATLAB-Routinen, wie beispielsweise für die Berechnung des linearen Korrelationskoeffizienten genutzt.

linearer Korrelationskoeffizient - *corrcoef*

Entsprechend der MATLAB-Hilfe (Version R2012a) wird der lineare Korrelationskoeffizient in der internen Routine *corrcoef* nach folgender Gleichung C.1 berechnet.

$$R(A, B) = \frac{\text{covar}(A, B)}{\sqrt{\text{covar}(A, A) \cdot \text{covar}(B, B)}} \quad (\text{C.1})$$

Hierin ist $\text{covar}(A, B)$ die Kovarianz entsprechend Gleichung 2.14. $\text{covar}(A, A)$ und $\text{covar}(B, B)$ sind jeweils die Varianz von A und B . Diese Definition von $R(A, B)$ entspricht damit dem linearen Korrelationskoeffizienten nach Pearson.

Die MATLAB-Routine gibt zusätzlich die Wahrscheinlichkeit p aus, mit der es sich um eine zufällige Korrelation handeln könnte. Entsprechend gibt die Differenz $1 - p$ die Wahrscheinlichkeit an, mit der es sich um eine signifikante Korrelation handelt. Diese Differenz ist in den entsprechenden Tabellen als Signifikanz angegeben worden.

searchi

Mit diesem Programm wird das vertikale Temperaturprofil auf das Vorhandensein einer Inversion hin überprüft. Die Analyse lehnt an den Algorithmus von [40] an, der auch in anderen Arbeiten, teilweise mit abweichenden Parametern, von weiteren Autoren genutzt wurde (z.B. [10], [2], [70]). In der für diese Arbeit erstellten MATLAB-Routine werden die Temperaturdifferenzen gleitend zwischen zwei aufeinander folgenden Messwerten von unten beginnend gebildet. Dabei entspricht eine positive Differenz einer Temperaturzunahme mit der Höhe und damit dem Beginn einer Inversion. Anschließend wird die Höhendifferenz bis zur nächsten positiven Temperaturdifferenz darüber berechnet. Ist der Betrag dieser Differenz kleiner als 50 m werden beide positive Differenzen als eine zusammenhängende Inversion behandelt. Dies wird fortgesetzt, bis die genannte Höhendifferenz von 50 m überschritten wird. Ist dies der Fall, entspricht der obere Höhenwert der letzten positiven Temperaturdifferenz dem oberen Ende der Inversion. Da es sich um die Differenzen aus jeweils zwei Temperaturwerten handelt, entspricht der Inversionsbasis der untere Höhenschritt der ersten positiven Temperaturdifferenz. Anschließend wird das niedrigste Temperaturmaximum zwischen dem Beginn (Inversionsbasis) der ersten und dem Ende (Inversionshöhe) der letzten positiven Temperaturdifferenz gebildet. Ist diese größer als 0,2 K (Erklärung siehe unten), wird diese Schicht als Inversion angenommen. Andernfalls wird die Inversionsbasis verworfen und der Algorithmus vom oberen Ende dieser Inversion erneut angewendet bis eine Inversion mit einer Temperaturdifferenz oberhalb dieses Schwellwertes gefunden wird. Wurde eine Inversion mit der geforderten Temperaturdifferenz ermittelt, wird die Höhe des geometrisch niedrigsten Temperaturmaximums innerhalb der Inversion und die Höhe der Inversionsbasis über dem Boden bestimmt. Ist die Basishöhe kleiner als 50 m wird die Inversion als bodennahe Inversion (SBI) klassifiziert. Inversionen mit Basishöhen oberhalb von 50 m entsprechen gehobenen Inversionen (LI). Abschließend wird sowohl die Temperaturdifferenz zwischen der Inversionsbasis und dem Inversionsmaximum, als auch die Temperaturdifferenz zwischen dem Temperaturminimum innerhalb der Inversion und dem Maximum der Inversion bestimmt. Letztere Differenz entspricht der in dieser Arbeit ausgewerteten (maximalen) Inversionstiefe.

Der Schwellwert von 0,2 K der Differenz zwischen 2 Messwerten der Temperatur ist dabei ebenfalls entsprechend dem Auflösungsvermögen des Temperatursensors der Radiosonde festgelegt worden. Damit bestimmt der Beginn einer zusammenhängenden Schicht negativer und/oder neutraler Temperaturdifferenzen von mehr als 50 m vertikaler Ausdehnung das obere Ende der Inversion. In dieser Umsetzung sind damit in der Inversion liegende Schichten von bis zu 50 m vertikaler Ausdehnung mit einem negativen beziehungsweise neutralen Temperaturgradienten zugelassen. Dadurch werden auch besonders niedrige Inversionen, deren Inversionsbasis unterhalb von 50 m liegt zu den SBIs gezählt. Um zu gewährleisten, dass ausschließlich Temperaturinversion der Troposphäre ermittelt werden, sind als maximale Untersu-

chungshöhe 5000 m festgelegt worden. Anhand dieser Konvention wurden auch alle Vertikalprofile der übrigen meteorologischen Größen nur bis zu dieser Höhe ausgewertet.

Befinden sich Fehlersignaturen der Messgeräte im Temperaturprofil unterhalb der ermittelten Inversionshöhe wird diese verworfen.

searchjet

Mit diesem Programm wird das vertikale Windgeschwindigkeitsprofil auf das Vorhandensein eines bodennahen Maximums hin überprüft. Mit der Definition einer solchen Windspitze nach [2] muss die Windgeschwindigkeit von unten beginnend zunächst um mindestens 2 m/s steigen und oberhalb der Windspitze wieder um ebenfalls mindestens 2 m/s fallen. Zunächst werden im Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit 2 aufeinander folgende Höhenschritte identifiziert, bei denen die Geschwindigkeit mit der Höhe fällt. Anschließend wird die Höhe ermittelt, ab der die Geschwindigkeit in 2 aufeinander folgenden Höhenschritten wieder steigt. Ist diese gefunden, hat die Windgeschwindigkeit zwischen dem ersten lokalen Maximum und dem erneuten positiven Anstieg ein lokales Minimum durchlaufen, welches dem oberen Ende einer potentiellen Windspitze entspricht. Abschließend werden die Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen dem Minimum, dies entspricht bei der ersten Iteration dem Bodenwert, unter dem Maximum der Windspitze und zwischen dem lokalen Maximum und dem oberen Ende (lokalem Minimum) bestimmt. Ist der Betrag beider Differenzen größer als 2 m/s handelt es sich um eine, hier als LLJ bezeichnete, lokale bodennahe Windspitze. Ist einer dieser Beträge kleiner als 2 m/s wird der Algorithmus ab dem Minimum oberhalb dieser Windspitze erneut angewendet. Da ausschließlich bodennahe LLJs identifiziert werden sollen, werden analog zu [65] lediglich die unteren 1500 m in den Windgeschwindigkeitsprofilen analysiert. Werden Messfehler oder Fehlersignaturen des jeweiligen Messgerätes unterhalb der detektierten Windspitze gefunden, wird das Ergebnis auch hier verworfen.

analyserelativehumidity

Hierbei wird das vertikale Profil der relativen Feuchte in zusammenhängende Schichten mit identischen Vorzeichen der gleitenden Differenz unterteilt. Ist das Vorzeichen mehrerer aufeinander folgender Differenzen identisch, werden die zugehörigen Höhenschritte zu einer Schicht zusammengefasst. Neutrale Schichten, das heißt Schichten mit verschwindender Differenz werden als eigenständiger Fall betrachtet. Daraus ergeben sich drei Vorzeichenklassen (+, -, 0). Anhand der so gewonnenen Einteilung, werden die Änderungen, das heißt die Differenzen der relativen Feuchte zwischen dem Beginn und dem oberen Ende einer zusammenhängenden Schicht ermittelt. Sind im Vertikalprofil Fehlersignaturen vorhanden, werden die entsprechenden Höhenschritte zuvor vollständig aus dem Profil entfernt und die Klassifizierung anhand des so erstellten Profils mit lokal verminderter vertikaler Auflösung durchgeführt. Dies führt in diesem Fall nicht zu nennenswerten Fehlern, da sich die resultierenden Schichten maximaler Änderung auch in fehlerfreien Vertikalprofilen zumeist aus einer großen Anzahl von Höhenschritten zusammensetzen und Fehler häufig nur für einen Messwert auftreten.

analysespecifichumidity

Dieses Programm arbeitet völlig analog zu dem Programm *analyserelativehumidity* für die spezifische Feuchte und bedarf daher keiner weiteren Erläuterung.

analysewindspeed

Analog zu dem Programm *analyserelativehumidity* werden auch hier die Schichten mit Änderungen konstanten Vorzeichens der Windgeschwindigkeit zusammengefasst und die Schicht mit dem größten Betrag der Änderung ermittelt.

analysewinddirection

Analog zu dem Programm *analyserelativehumidity* werden zunächst die Schichten mit Änderungen konstanten Vorzeichens der Windrichtung zusammengefasst. Bei Windscherungen von mehr als 180° zwischen zwei aufeinander folgenden Messpunkten wird eine Drehung über 360° angenommen und entsprechend dem vorangegangenen und nachfolgenden Vorzeichen korrigiert. Windstille und fehlerbehaftete Höhen (-intervalle) (siehe **4.1 Radiosondierungen** (S. 13)) werden als eigenständige Schichten behandelt. Das Ergebnis ist ein Datenfeld mit der Nummerierung der gefundenen Schichten, den zugehörigen Komponenten des Höhenvektors, der Rotation innerhalb der Schichten sowie den Positionen an denen Fehler beziehungsweise Windstille auftraten. Die Rotation der Windrichtung in $^\circ$ je Schicht wird drehsinnerhaltend bestimmt, sodass Scherungen im und gegen den Uhrzeigersinn unterschieden werden können.

bulkrichardsonnumber

In diesem Programm wird die *Bulk*-Richardson-Zahl in den 8 vorgestellten Varianten (Glg. 8.1 bis Glg. 8.8) berechnet. Da für die Berechnung alle Messgrößen benötigt werden, werden alle Vertikalprofile auf entsprechende Fehlersignaturen überprüft. Liegt ein Fehler unterhalb der aus der *Bulk*-Richardson-Zahl bestimmten Höhe vor, wird diese verworfen.

simpleparcelmethod

In diesem Programm wurde die Paket-Methode umgesetzt. Mit dem Bodenwert (2 m) der virtuellen potentiellen Temperatur wird die Höhe der konvektiven Grenzschicht im Sinne dieser Methode bestimmt. Da durch die diskreten Höhenschritte der Vertikalprofile selten die exakte virtuelle potentielle Temperatur in entsprechender Höhe wie am Boden auftritt, wird in einem solchen Fall in dem zugehörigen Höhenintervall zwischen den benachbarten Werten die korrekte Höhe linear interpoliert. Treten Fehler im Profil der virtuellen potentiellen Temperatur unterhalb des relevanten Höhenschrittes auf, wird keine Grenzschichthöhe berechnet und ein Fehlerwert ausgegeben.

pblheight

Dieses Programm vereint alle Programmaufrufe zur Auswertung der Daten und beinhaltet selbst einige Algorithmen zur Ermittlung der Grenzschichthöhe, die nicht in externe Programme ausgelagert wurden.

Literatur

- [1] Andr , J. C.; L. Mahrt (1983): *The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling*, Journal Of The Atmospheric Sciences, Vol. 39, 864-878
- [2] Andreas, E. L.; K. J. Claffey; A. P. Makshtas (2000): *Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddel sea*, Boundary-Layer Meteorology 97, 459-486

-
- [3] Argentini, S.; A. P. Viola; G. Mastrantonio; A. Maurizi; T. Georgiadis; M. Nardino (2003): *Characteristics of the boundary layer at Ny-Ålesund in the Arctic during the ARTIST field experiment*, Annals of Geophysics, Vol. 46, N. 2
 - [4] Bannon, P. R. (2007): *Virtualization*, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 64, 1405-1409
 - [5] Baxter, R. (1991): *Determination of Mixing Heights from Data Collected during the 1985 SCCCAMP Field Program*, Journal of Applied Meteorology , Vol. 30, 598-606
 - [6] Beine, H. J.; S. Argentini; A. Maurizi; G. Mastrantonio; A. Viola (2001): *The local wind field at Ny-Ålesund and the Zeppelin mountain at Svalbard*, Meteorology and Atmospheric Physics, 78, 107-113
 - [7] Berrisford, P.; D. Dee; P. Poli; R. Brugge; K. Fielding, M. Fuentes; P. Kållberg; S. Kobayashi; S. Uppala; A. Simmons (2011): *The ERA-Interim archive*, Version 2, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, PDF-Download unter: http://www.ecmwf.int/publications/library/ecpublications/_pdf/era/era_report_series/RS_1_v2.pdf, abgerufen am 13.07.2012
 - [8] Betts, A. K. (1992): *FIFE Atmospheric Boundary Layer Budget Methods*, Journal of Geophysical Research, Vol. 97, 523-531
 - [9] Beyrich, F.; J.-P. Leps (2012): *Ein operationeller Grenzschichthöhen-Datensatz aus den Routine-Radiosondierungen in Lindenberg*, MOL-RAO Aktuell Nr. 1/2012
 - [10] Bourne, S. (2008): *A climate perspective of observed and modeled surface-based temperature inversions in Alaska*, M.S. Thesis, Department of Atmospheric Sciences, University of Alaska Fairbanks
 - [11] Bourne, S.; U. S. Bhatt; J. Zhang; R. Thoman (2010): *Surface-based temperature inversions in Alaska from a climate perspective*, Atmospheric Research, Vol. 95, 353-366
 - [12] Brechtel, U. (1996): *Die Vertikalstruktur der arktischen Grenzschicht über Eis im Winter und Frühsommer untersucht an Hand von Radiosondenmessungen von Bord des Forschungsschiffes Polarstern*, Diplomarbeit Mai 1996, Universität Hamburg (Fachbereich Geowissenschaften)
 - [13] Busch, N.; E. Ebel; H. Kraus; E. Schaller (1982): *The Structure of the Subpolar Inversion-Capped ABL*, Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology
 - [14] Businger, J. A.; S. P. S. Arya (1974): *Height of the mixed layer in the stably stratified planetary boundary layer*, Advances in Geophysics, Vol. 18A, 73-92
 - [15] Curry, J. A.; W. B. Rossow; D. Randall; J. L. Schramm (1996): *Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics*, Journal of Climate, Volume 9, Issue 8 (August 1996)
 - [16] Clarke, R. H. (1970): *Obersvational studies in the atmospheric boundary layer*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 96, Issue 407
 - [17] Coulter, R. L. (1979): *Comparison of three methods for measuring mixing-layer height*, Journal of Applied Meteorology , Vol. 18, 1495-1499
 - [18] Coulter, R. L. (1990): *A case study of turbulence in the stable nocturnal boundary layer*, Boundary-Layer Meteorology 52, 75-91
 - [19] Dai, C.-Y; Z.-Q Gao; Q. Wang; G. Cheng (2011): *Analysis of Atmospheric Boundary Layer Height Characteristics over the Arctic Ocean Using the Aircraft and GPS Soundings*, Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2011, Vol. 4, No. 2, 124-130

-
- [20] Deardorff, J. W. (1974): *Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer*, Boundary-Layer Meteorology, Vol. 7, 199-226
 - [21] DeCaria, A. J. (2007): *Relating Static Energy to Potential Temperature: A Caution*, Journal Of The Atmospheric Sciences, Vol. 64, 1410-1412
 - [22] Dee, D. P.; S. M. Uppala; A. J. Simmons; P. Berrisford; P. Poli; S. Kobayashi; U. Andrae; M. A. Balmaseda; G. Balsamo; P. Bauer; P. Bechthold; A. C. M. Beljaars; L. van de Berg; J. Bidlot; N. Bormann; C. Delsol; R. Dragani; M. Fuentes; A. J. Geer; L. Haimberger; S. B. Healy; H. Hersbach; E. V. Hólm; L. Isaksen; P. Kållberg; M. Köhler; M. Matricardi; A. P. McNally; B. M. Mongee-Sanz; J.-J. Morcrette; B.-K. Park; C. Peubey; P. de Rosnay; C. Tavalato; J.-N. Thépaut; F. Vitart (2011): *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 137, Issue 656, Seiten 553-597, April 2011 Part A
 - [23] Emeis, S.; K. Schäfer; C. Münkler (2009): *Observation of the structure of the urban boundary layer with different ceilometers and validation by RASS data*, Meteorologische Zeitschrift, Vol. 18, No. 2, 149-154, April 2009
 - [24] Esau, I.; I. Repina (2012): *Wind Climate in Kongsfjorden, Svalbard, and Attribution of Leading Wind Driving Mechanismus through Turbulence-Resolving Simulations*, Hindawi Publishing Corporation, Advances in Meteorology, Volume 2012, Article ID 568454, 16 Seiten
 - [25] Etling, D. (2002): *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*, 2. Auflage, Springer Berlin Heidelberg
 - [26] Foken, T. (2006): *Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden*, 2. Auflage, Springer Berlin Heidelberg New York
 - [27] Garrett, A. J. (1981): *Comparison of Observed Mixed-Layer Depths to Model Estimates Using Observed Temperatures and Winds, and MOS Forecasts*, Journal of Applied Meteorology, Vol. 23, 597-610
 - [28] Geng, H.; J. Ryu; H.-J. Jung; H. Chung; H.-H. Ahn; C.-U. Ro (2010): *Single Particle Characterization of Summertime Arctic Aerosols Collected at Ny-Ålesund, Svalbard*, Environmental Science & Technology / Vol. 44, No. 7, 2010
 - [29] Gryning S.-E.; E. Batchvarova (2002): *Marine boundary-layer height estimated from the HIRLAM model*, Boreal Environment Research 7, 229-233
 - [30] Hanna, S. R. (1969): *The thickness of the planetary boundary layer*, Atmospheric Environment, Vol. 3, 519-536
 - [31] Hess, G. D.; B. B. Hicks; T. Yamada (1980): *The Impact Of The Wangara Experiment*, Boundary-Layer Meteorology 20 (1981) 135-174
 - [32] Hinkler, J.; J. B. Ørbæk; B. U. Hansen (2003): *Detection of spatial, temporal, and spectral surface changes in the Ny-Ålesund area 79° N, Svalbard, using a low cost multispectral camera in combination with spectroradiometer measurements*, Physics and Chemistry of the Earth 28 (2003) 1229-1239
 - [33] Hoffmann, A. (2010): *Comparative Aerosol Studies based on Multi-wavelength Raman LIDAR at Ny-Ålesund, Spitsbergen*, Dissertation, Universität Potsdam (Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät), PDF-Download unter: <http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2011/5242/pdf/hoffmann.diss.pdf>

-
- [34] Holton, J. R. (2004): *An introduction to DYNAMIC METEOROLOGY*, Fourth Edition, Elsevier Academic Press
 - [35] Holworth, G. C. (1964): *Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States*, Monthly Weather Review, Vol. 92, 235-242
 - [36] Jeričević, A.; B. Grisogono (2006): *The critical bulk Richardson number in urban areas: verification and application in a numerical weather prediction model*, Tellus, 58A, 19-27
 - [37] Jaiser, R.; K. Dethloff; D. Handorf; A. Rinke; J. Cohen (2012): *Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation*, Tellus A 2012, 64, 11595
 - [38] Jocher, G.; F. Karner; C. Ritter; R. Neuber; K. Dethloff; F. Obleitner; J. Reuder; T. Foken (2012): *The Near-Surface Small-Scale Spatial and Temporal Variability of Sensible and Latent Heat Exchange in the Svalbard Region: A Case Study*, ISRN Meteorology, Volume 2012 (2012), Article ID 357925, 14 Seiten, doi:10.5402/2012/357925
 - [39] Joffre, S. M.; M. Kangas; M. Heikinheimo; S. A. Kitaigorodskii (2001): *Variability of the stable and unstable atmospheric boundary-layer height and its scales over a boreal forest*, Boundary-Layer Meteorology 99, 429-450
 - [40] Kahl, J. D. (1990): *Characteristics of the low-level temperature inversion along alaskan arctic coast*, International Journal Of Climatology, Vol. 10, 537-548
 - [41] Kållberg, P.; A. Simmons; S. Uppala; M. Fuentes (2004): *The ERA-40 Archive*, ERA-40 Project Report Series No. 17, Revision 2007, PDF-Download unter: <http://www.ecmwf.int/publications/library/do/references/show?id=86417>
 - [42] Kalnay, E.; M. Kanamitsu; R. Kistler; W. Collins; D. Deaven; L. Gandin; M. Iredell; S. Saha; G. White; J. Woollen; Y. Zhu; M. Chelliah; W. Ebisuzaki; W. Higgins; J. Janowiak; K. C. Mo; C. Ropelewski; J. Wang; A. Leetmaa; R. Reynolds; Roy Jenne; Dennis Joseph (1996): *The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project*, Bulletin of the American Meteorological Society, Volume 77, 437-471.
 - [43] Kayser, M. (2012): *Temperatur und Feuchteprofile über Ny-Ålesund; Spitzbergen; Charakterisierung des HATPRO-Radiometers*, Bachelor-Arbeit, Universität Potsdam (Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät)
 - [44] Kitaigorodskii, S. A.; S. M. Joffre (1988): *In search of a simple scaling for the height of the stratified atmospheric boundary layer*, Tellus A, 40A, 419-433
 - [45] Klett, J. D. (1981): *Stable analytical inversion solution for processing lidar returns*, APPLIED OPTICS, Vol. 20, No. 2, 15 January 1981
 - [46] Klose, B. (2008): *Meteorologie: Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
 - [47] Kupfer, H.; A. Herber; G. König-Langlo (2003): *Radiation Measurements and Synoptic Observations at Ny-Ålesund*, Data Report, Freie Universität Berlin, PDF-Download unter: <http://epic.awi.de/26713/1/10543.pdf>
 - [48] Kuttler, W.; P. Hupfer (2005): *Witterung und Klima: Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*, 11. Auflage, B.G. Teubner Verlag
 - [49] Kilpeläinen, T.; T. Vihma; H. Ólafsson (2011): *Modelling of spatial variability and topographic effects over Arctic fjords in Svalbard*, Tellus (2011), 63A, 223-237

-
- [50] Leccese, M. R. (2004): *Vaisala Radiosonde RS92: On Trial in Italy*: VAISALA News, PDF-Download unter: http://www.vaisala.de/Vaisala%20Documents/Vaisala%20News%20Articles/VN165_VN165_Vaisala_Radiosonde_RS92_In_Trial_in_Italy.pdf
 - [51] Liberto, L. Di; F. Angelini; I. Pietroni; F. Cairo; G. Di Donfrancesco; A. Viola; S. Argentini; F. Fierli; G. Gobbi; M. Maturilli; R. Neuber; M. Snels (2012): *Estimate of the Arctic Convective Boundary Layer Height from Lidar Observations: A Case Study*, Advances in Meteorology, Volume 2012 (2012), Article ID 851927, 9 pages
 - [52] Liljequist, G. H.; K. Cihak (1984): *Allgemeine Meteorologie*, 3. Auflage, Vieweg & Sohn
 - [53] Lyra, R.; A. Druilhet; B. Benech; C. Bouka Biona (1992): *Dynamics Above a Dense Equatorial Rain Forest From the Surface Boundary Layer to the Free Atmosphere*, Journal Of The Geophysical Research, Vol. 97, No. D12, Pages 12,953-12,965
 - [54] Mahrt, L.; R. C. Heald; D. H. Lenschow; B. B. Stankov; I. Troen (1979): *An observational study of the structure of the nocturnal boundary layer*, Boundary-Layer Meteorology, Volume 17, Number 2, 247-264
 - [55] Melas, D. (1991): *Using a simple resistance law to estimate friction velocity from sodar measurement*, Boundary-Layer Meteorology, Volume 57, 275-287
 - [56] Melgarejo, J. W.; J. W. Deardorff (1974): *Stability functions for the boundary-layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights*, Journal Of Atmospheric Sciences, Vol. 31, Issue 5, 1324-1333
 - [57] Paluch, I. R.; D. H. Lenschow (1997): *Arctic boundary layer in the fall season over open and frozen sea*, Journal of geophysical research, Vol. 102, No. D22, Seiten 25, 955-25, 971, November 27, 1997
 - [58] Rinke, A.; K. Dethloff; J. A. Curry; P. Du; E. Girard; J.-E. Haugen; D. Jacob; C. G. Jones; M. Költzow; R. Laprise; A. H. Lynch; S. Pfeifer; M. C. Serreze; M. J. Shaw; M. Tjernström; K. Wyser; M. Žagar (2006): *Evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models: spatiotemporal fields during the SHEBA year*, Climate Dynamics (2006) 26: 459-472
 - [59] Screen, J. A.; I. Simmonds (2010): *The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification*, Nature, Letter, Vol. 464, 29 April 2010
 - [60] Seibert, P.; F. Beyrich; S.-E. Gryning; S. Joffre; A. Rasmussen; P. Tercier (1997): *Mixing Height Determination for Dispersion Modelling*, COST Action 710 - Final Report Mai 1997
 - [61] Seidel, D. J.; C. O. Ao; K. Li (2010): *Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis*, Journal of Geophysical Research, Vol. 115, D16113
 - [62] Serreze, M. C.; J. D. Kahl; R. C. Schnell (1992): *Low-Level Temperature Inversions of the Eurasian Arctic and Comparisons with Soviet Drifting Station Data*, Journal of Climate, Vol. 5, 615-629
 - [63] Shears, J.; F. Theisen; A. Bjordal; S. Norris (1998): *Environmental impact assessment: Ny-Ålesund international scientific research and monitoring station*, Svalbard, Norsk Polarinstitut Meddelelser No. 157 - Tromsø 1998
 - [64] Stock, M. (2010): *Charakterisierung der troposphärischen Aerosolvariabilität in der europäischen Arktis*, Dissertation, Universität Potsdam (Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät), PDF-Download unter: http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2010/4920/pdf/stock_diss.pdf

-
- [65] Stull, R. B. (1988): *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*; Kluwer Academic Publishers
 - [66] Surridge, A. D.; D. J. Swanpoel (1987): *On the evolution of the height and temperature difference across the nocturnal stable boundary layer*, Boundary-Layer Meteorology, Vol. 40, 87-98
 - [67] Tjernström, M.; M. Žagar, G. Svensson; J. J. Cassano; S. Pfeiffer; A. Rinke; K. Wyser; K. Dethloff; C. Jones; T. Semmler; M. Shaw (2004): *Modelling the arctic boundary layer: an evaluation of six ARCMIP regional-scale models using data from the SHEBA project*, Boundary-Layer Meteorology (2004) 117: 337-381
 - [68] Troen, I.; L. Mahrt (1986): *A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation*, Boundary-Layer Meteorology, Vol. 37, 129-148
 - [69] Vickers, D.; L. Mahrt (2004): *Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height*, Journal Of Applied Meteorology, Vol. 43, 1736-1749
 - [70] Vihma, T.; T. Kilpeläinen; M. Manninen; A. Sjöblom; E. Jakobson; T. Palo; J. Jaagus; M. Maturrilli (2012): *Characteristics of Temperature and Humidity Inversions and Low-Level Jets over Svalbard Fjords in Spring*, Advances in Meteorology, Volume 2011 (2011), Article ID 486807, Seiten 14, doi:10.1155/2011/486807
 - [71] Vogelesang, D. H. P.; A. A. M. Holtslag (1996): *Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations*, Boundary-Layer Meteorology, Vol. 81, 245-269
 - [72] Wallace, J. M.; P. V. Hobbs (2006): *Atmospheric science: an introductory survey; second edition*, Academic Press
 - [73] Warnecke, G. (1997): *Meteorologie und Umwelt: Eine Einführung*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
 - [74] Weinbruch, S.; D. Wiesemann; M. Ebert; K. Schütze; R. Kallenborn; J. Ström (2012): *Chemical composition and sources of aerosol particles at Zeppelin Mountain (Ny-Ålesund, Svalbard): An electron microscopy study*, Atmospheric Environment 49 (2010) 142-150
 - [75] Weitkamp, C. (2005): *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, Springer Science+Business Media Inc.
 - [76] Westermann, S.; J. Lüers; M. Langer; K. Piel; J. Boike (2009): *The annual surface energy budget of a high-arctic permafrost site on Svalbard, Noorway*, The Cryosphere, 3, 245-263
 - [77] Wetzel, P. J. (1982): *Toward Parametrization of the Stable Boundary Layer*, Journal Of Applied Meteorology, Vol. 21, No. 1
 - [78] Yu, T. W. (1978): *Determining height of the nocturnal boundary layer*, Journal of Applied Meteorology, Vol. 17, 28-33
 - [79] Zhang, Y., D. J. Seidel, J.-C. Golaz, C. Deser, R. A. Tomas (2011): *Climatological Characteristics of Arctic and Antarctic Surface-Based Inversions*, Journal Of Climate, Volume 24, 5167-5186
 - [80] Zeng, X., M. A. Brunke, M. Zhou, C. Fairfall, N. A. Bond, D. H. Lenschow (2004): *Marine Atmospheric Boundary Layer Height over the Eastern Pacific: Data Analysis and Model Evaluation*, Journal Of Climate, Volume 17, 4159-4170
 - [81] Offizielle Internetpräsenz des Norwegischen Polarinstituts unter *www.npolar.no*
 - [82] Offizielle Internetpräsenz des WRMC zum BRISN unter: *www.bsrn.awi.de*

- [83] Offizielle Internetpräsenz des Sondenherstellers VAISALA unter: www.vaisala.com
- [84] Technisches Datenblatt der VAISALA RS-92 (SGP) Sonde, PDF-Download unter: <http://www.vaisala.com/Vaisala%20Documents/Brochures%20and%20Datasheets/RS92SGP-Datasheet-B210358EN-E-LoRes.pdf>, abgerufen am 08.02.2012
- [85] Deutscher Wetterdienst, Wetterlexikon, PDF-Download unter: http://www.deutscherwetterdienst.de/lexikon/download.php?file=Barometrische_Hoehenformel.pdf, abgerufen am 08.07.2012
- [86] European Centre for Medium Range Weather Forecasts (2012): *IFS Documentation - Cy37r2, Part IV: Physical Processes*, PDF-Download unter: <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY37r2/IFSPart4.pdf>, abgerufen am 13.06.2012
- [87] NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado, PS-Download unter: <http://www.esrl.noaa.gov/psd>, abgerufen am 08.07.2012
- [88] Vömel, H. (2011): *Saturation vapor pressure formulations*, Holger Vömel, CIRES, University of Colorado, Boulder, Internetpräsenz unter: <http://hurri.kean.edu/yoh/calculations/satvap/satvap.html>
- [89] Interaktive Karte von Svalbard auf der Internetpräsenz des Norwegischen Polarinstitutes unter: <http://toposvalbard.npolar.no/index.html>

Abbildungsverzeichnis

1	idealisierte Darstellung des Tagesgangs der Grenzschicht nach [65] und Modifikationen . .	6
2	idealisierte mittlere vertikale Profile der virtuellen potentiellen Temperatur $\overline{\Theta}_v$, des Wasserdampf-mischungsverhältnisses $\overline{r}$, der Windgeschwindigkeit $\overline{M}$ und der Aerosolkonzentration $\overline{c}$ in der instabilen Grenzschicht	7
3	idealisierte vertikale Profile der turbulenten vertikalen Flüsse von fühlbarer Wärme $\overline{w'\Theta'}$, Impuls $\overline{u'w'}$ und latenter Wärme $\overline{w'q'}$ für die instabile und die stabile Grenzschicht	8
4	idealisierte Profile der potentiellen Temperatur in der stabilen Grenzschicht bei kleinen, moderaten und großen Windgeschwindigkeiten	9
5	Foto von Ny-Ålesund vor dem 22.08.2011 mit Standortmarkierungen	13
6	um den 10m-Wert erweitertes Temperaturprofil vom 01.01.2010 10.51 UTC	24
7	idealisierte Vertikalprofile berücksichtigter Inversionstrukturen	25
8	Strahlungsbilanz in der Zeitreihe	26
9	2m-Temperatur in der Zeitreihe	27
10	mittlerer 850hPa-Windvektor (NCEP Reanalyse-Daten [42]) in dem Zeitraum vom 15.01.2004 bis zum 15.02.2004 und vom 01.03.2004 bis zum 31.03.2004	29
11	Windrichtung in 10 m Höhe der 11UTC-Sondierungen	29
12	topographische Karte mit Pfeilen für die vier häufigsten Windrichtungen in 10 m Höhe . .	30
13	Windrichtung in 50 m (± 25 m) Höhe der 11UTC-Sondierungen	31
14	Windrichtung in 500 m (± 25 m) Höhe der 11UTC-Sondierungen	31
15	Windrichtung in 1250 m (± 25 m) Höhe der 11UTC-Sondierungen	32
16	10m-Windrose	33
17	50m-Windrose	33
18	500m-Windrose	33
19	1250m-Windrose	33

20	2500m-Windrose	33
21	3000m-Windrose	33
22	29-Jahre-Mittel des Windvektors (NCEP-Reanalyse-Daten [42]) im 850hPa- und 700hPa- Druckniveau der	34
23	10m-Temperatur gegen 10m-Windrichtung der 11UTC-Sondierungen	35
24	10m-Windgeschwindigkeit gegen 10m-Windrichtung der 11UTC-Sondierungen	36
25	10m-Windgeschwindigkeit der 11UTC-Sondierungen	36
26	vertikale Temperaturprofile vom 01.01.2010 10.51 UTC und 24.06.2010 11.04 UTC	37
27	Vertikalprofile der potentiellen und virtuellen potentiellen Temperatur vom 01.01.2010 10.51 UTC und vom 24.06.2010 11.04 UTC	40
28	Differenzen des potentiellen und des virtuellen potentiellen Temperaturprofils vom 01.01.2010 10.51 UTC bei Abweichungen der Ausgangswerte	41
29	Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit vom 01.01.2010 10.51 UTC und vom 24.06.2010 11.04 UTC	42
30	Vertikalprofile der Windrichtung vom 01.01.2010 10.51 UTC und 24.06.2010 11.04 UTC . .	43
31	Vertikalprofile der relativen Feuchte vom 01.01.2010 10.51 UTC und 24.06.2010 11.04 UTC	44
32	Vertikalprofile der spezifischen Feuchte vom 01.01.2010 10.51 UTC und vom 24.06.2010 11.04 UTC	45
33	relative Häufigkeit von Temperaturschichtungen der 11UTC-Sondierungen	50
34	Methoden zur Bestimmung der Grenzschichthöhe	53
35	Höhen (oberes Ende) der Schichten mit der maximalen Windgeschwindigkeitsänderung der 11UTC-Sondierungen	61
36	Häufigkeitsverteilungen der maximalen Windgeschwindigkeitsänderungen der 11UTC- Son- dierungen	62
37	Scherschichtdicken der Windgeschwindigkeit der 11UTC-Sondierungen	63
38	jährliche Höhenverteilung von LLJs in den 11UTC-Sondierungen	64
39	relative saisonale Häufigkeitsverteilung der Höhen des Geschwindigkeitsmaximums, der Höhen des Minimums über dem Maximum, des Auftretens und der Windrichtung im Ge- schwindigkeitsmaximum von LLJs der 11UTC-Sondierungen	65
40	relative saisonale Häufigkeitsverteilung der Höhen des Geschwindigkeitsmaximum, der Höhen des Minimums über dem Maximum, des Auftretens und der Windrichtung im Geschwin- digkeitsmaximum von LLJs in den 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	66
41	jährliche Verteilung des oberen Endes der maximalen Windrichtungsscherung in den 11UTC- Sondierungen	68
42	Häufigkeitsverteilungen der maximalen Windrichtungsscherungen in den 11UTC- Son- dierungen	68
43	Rotation gegen die Scherschichtedicke der maximalen Windrichtungsscherungen der 11UTC- Sondierungen	70
44	SBI-Höhen der 11UTC-Sondierungen bei einer stabilen Schichtung	71
45	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der Höhen, Tiefen, Windrichtungen und der rela- tiven saisonalen Verteilungen der Häufigkeit von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	72
46	jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten neutralen Gradienten der potentiellen Tem- peratur der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	75
47	jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten neutralen Gradienten der virtuellen poten- tiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	75

48	relative saisonale Höhenverteilungen der niedrigsten neutralen Schicht der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	76
49	jährliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	78
50	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen von 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	79
51	jährliche Höhenverteilung der LI- und SBI-Basis der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	81
52	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der Höhen, Tiefen und der allgemeinen Verteilung der Häufigkeit von LIs der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	82
53	jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten stabilen Gradienten der potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	83
54	jährliche Verteilung der Höhen des niedrigsten stabilen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer stabilen Schichtung	83
55	relative saisonale Höhenverteilungen der niedrigsten stabilen Schicht der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	84
56	Höhen des maximalen positiven vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	86
57	Höhen des maximalen positiven vertikalen Gradienten der virtuellen potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	86
58	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der Höhen des maximalen vertikalen Gradienten der potentiellen und der virtuellen potentiellen Temperatur der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	87
59	jährliche Verteilung der mit der Paketmethode ermittelten Grenzsichthöhen aus den 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	88
60	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der Höhen aus der Paketmethode	89
61	oberes Ende der Schicht mit der maximalen Abnahme der relativen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	90
62	oberes Ende der Schicht mit der maximalen Abnahme der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	90
63	Häufigkeitsverteilungen der Höhen der maximalen Abnahme der relativen Feuchte und der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	91
64	Höhen des minimalen vertikalen Gradienten der relativen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	92
65	Höhen des minimalen vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	92
66	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der Höhen des maximalen negativen vertikalen Gradienten der relativen und der spezifischen Feuchte der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	93
67	jährliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	94
68	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer instabilen Schichtung	94
69	SBI-Höhen der 11UTC-Sondierungen bei einer stabilen Schichtung	96
70	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der Höhen, Tiefen, Windrichtungen und der relativen saisonalen Verteilungen der Häufigkeit von SBIs der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung	97

71	jährliche Verteilung der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung	99
72	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen der 11UTC-Sondierungen mit einer neutralen Schichtung	99
73	Zusammenfassung der ermittelten Grenzsichthöhen	101
74	jährliche Verteilung der aus Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen	110
75	jährliche Verteilung der 12UTC-ECMWF-Höhen für den Punkt 78,9° N, 11,9° O	110
76	relative saisonale Häufigkeitsverteilungen der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen und der 12UTC-ECMWF-Höhen der 11UTC-Sondierungen	111
77	jährliche Verteilung der 12UTC-ECMWF-Höhen für den Punkt 78,9° N, 9,0° O (Grönlandsee)	112
78	jährliche Verteilung der 12UTC-ECMWF-Höhen für den Punkt 78,9° N, 14,0° O (Spitzbergen)	113
79	jährliche Verteilung der bei der SHEBA-Kampagne ermittelten Höhen, entnommen aus [19]	115
80	Tagesprofil des Rückstreukoeffizient des Aerosols vom 01.04.2009 (erstellt durch C. Ritter, AWI Potsdam)	117
81	Tagesmittel des <i>Attenuated Backscatter</i> des LD-40 vom 01.04.2009 und aus den Tagesmitteln bestimmte Vertikalprofile des Rückstreukoeffizienten vom 01.04.2009	118
82	stündliche Auswertung der Grenzschicht vom 10.05.2006 12.16 UTC bis zum 11.05.2006 16.09 UTC	121
83	jährliche Verteilung der Fehlerbalken der Höhe des Geschwindigkeitsmaximums von LLJs	126
84	jährliche Verteilung der Fehlerbalken der Höhe des Geschwindigkeitsminimums über den LLJs	126
85	jährliche Verteilung der Fehlerbalken der SBI-Höhen bei einer stabilen Schichtung	128
86	jährliche Verteilung der Fehlerbalken der mit Gleichung 8.2 ermittelten Höhen aus den 11UTC-Sondierungen (alle Schichtungen)	129
87	jahreszeitliche Verteilung der Fehlerbalken der LI-Basishöhen bei einer instabilen Schichtung	130
88	jährliche Verteilung der Fehlerbalken der Paketmethode	131
89	jährliche Verteilung der Fehlerbalken der SBI-Höhen bei einer neutralen Schichtung	132

Erklärung

Hiermit versichere ich, Alexander Schulz (geb. 23.01.1983), diese Arbeit selbständig verfasst und ausschließlich die angegebenen Quellen und Hilfsmittel genutzt zu haben.

Alexander Schulz