

# Der „Miniföhn“ und andere lokale Windsysteme im Isartal

Dissertation der Fakultät für Physik  
der  
Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von  
Matthias Hornsteiner  
aus Mittenwald

München, November 2004

1. Gutachter: Prof. Dr. J. Egger

2. Gutachter: Prof. Dr. R. Smith

Tag der mündlichen Prüfung: 2.2.2005

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>4</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>5</b>
<b>1. Einleitung</b> .....	<b>6</b>
1.1 Vorbemerkungen .....	6
1.2 Arbeiten zu föhnähnlichen Strömungen auf der Meso- $\gamma$ -Skala .....	7
1.3 Arbeiten mit Bezug zu den klimatischen Verhältnissen im Isartal .....	9
1.4 Sonstige Literatur .....	14
1.5 Zur Gliederung der Arbeit .....	15
<b>2. Vorschau zu den experimentellen und numerischen Arbeiten</b> .....	<b>16</b>
<b>3. Die erste Meßkampagne 2000/2001 (Isar- und Leutaschtal)</b> .....	<b>19</b>
3.1 Vorbemerkungen .....	19
3.2 Die Meßreihen der Stationen Mittenwald und Ederkanzel .....	22
3.2.1 Die Meßreihe der Station Mittenwald .....	22
3.2.2 Die Meßreihe der Station Ederkanzel .....	28
3.3 Weitere Aspekte der Talwindströmung im Isar- und Leutaschtal .....	38
3.4 Vergleich der Meßdaten mit den Daten von Seefeld .....	43
3.5 Temperaturvergleich zwischen Mittenwald und Garmisch .....	46
<b>4. Die zweite Meßkampagne 2001/2002 (Leutaschtal)</b> .....	<b>49</b>
4.1 Vorbemerkungen .....	49
4.2 Das Windfeld im Leutaschtal .....	50
<b>5. Die dritte Meßkampagne 2002 (Buckelwiesen, Krün)</b> .....	<b>58</b>
5.1 Vorbemerkungen .....	58
5.2 Das Bodenwindfeld auf dem Buckelwiesenplateau .....	58
5.3 Das Bodenwindfeld in Krün .....	63
<b>6. Das Windsystem im Gebiet des Walchensees</b> .....	<b>65</b>
6.1 Einleitung .....	65
6.2 Ziel und Durchführung der Untersuchungen .....	67
6.3 Die Resultate der Meßkampagnen von 2001 und 2002 .....	67
6.3.1 Die tageszeitliche Variation der Paßwindströmung .....	67
6.3.2 Das Bodenwindfeld in der Umgebung des Walchensees bei Südföhn .....	72
6.3.3 Das Bodenwindfeld im mittleren Isartal bei Südföhn .....	76
6.3.4 Die tageszeitliche Entwicklung des Talwindsystems im mittleren Isartal .....	79

<b>7. Klimatologische und dynamische Aspekte des Föhns im oberen Isartal .....</b>	<b>84</b>
7.1 Der Einfluß der großräumigen Anströmung auf die Miniföhnaktivität .....	84
7.2 Der Einfluß der Talatmosphärentemperatur auf die Miniföhnaktivität .....	89
7.3 Die verringerte Miniföhnaktivität während Westwetterlagen .....	91
7.4 Hochreichender Föhn im oberen Isartal .....	91
7.5 Vergleich mit der Flachwasserapproximation .....	93
<b>8. Statistische Untersuchungen.....</b>	<b>96</b>
8.1 Die Wetterlagenabhängigkeit von Miniföhn und hochreichendem Föhn .....	96
8.1.1 Allgemeine Bemerkungen zu Wetterlagenklassifikationen .....	96
8.1.2 Die "objektive Wetterlagenklassifikation" des DWD .....	97
8.1.3 Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation auf Miniföhndaten .....	98
8.2 Die Abhängigkeit der Föhnhäufigkeit von der Jahreszeit .....	103
8.2.1 Einteilung der Abhängigkeit nach Monaten .....	103
8.2.2 Häufigkeitsverteilung und Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion .....	106
8.3 Bedingte Wahrscheinlichkeiten und Persistenz der Föhnereignisse .....	108
8.4 Berechnung der empirischen Orthogonalfunktionen .....	111
<b>9. Eine neue Methode der Temperaturmittelwertsbildung .....</b>	<b>115</b>
9.1 Einleitung .....	115
9.2 Temperaturmittelwertsbildung mit Hilfe eines Regressionsmodells .....	118
9.2.1 Theoretische Grundlagen .....	118
9.2.2 Anwendung auf die Mittenwalder Temperaturreihe der 1. Meßkampagne .....	121
<b>10. Zusammenfassung .....</b>	<b>125</b>
<b>Anhang: Numerische Simulationen mit dem MM5-Modell .....</b>	<b>129</b>
<b>Literaturverzeichnis .....</b>	<b>133</b>
<b>Danksagung .....</b>	<b>140</b>
<b>Lebenslauf .....</b>	<b>141</b>



## Zusammenfassung

Ein Hauptziel der vorliegenden Dissertation ist die Untersuchung der Dynamik und Thermodynamik der lokalen Föhnströmung im oberen Isartal bei Mittenwald (Oberbayern) und im angrenzenden Leutaschtal (Tirol). Das Auftreten dieser Strömung im Tal ist sowohl mit Windböen aus südwestlicher Richtung als auch mit einem starken Temperaturanstieg innerhalb weniger Minuten und einem ebenso deutlichen Rückgang der relativen Luftfeuchtigkeit verbunden. Andererseits besitzt das Windsystem Eigenschaften, die im Widerspruch zu den Charakteristiken des hochreichenden Föhns stehen. Beispielsweise braucht die lokale Föhnströmung, im folgenden „Miniföhn“ genannt, als Voraussetzung keine großräumige Anströmung der Alpen, sondern tritt häufig auch dann auf, wenn ein Hochdruckgebiet mit nur geringen Luftdruckgegensätzen und stabiler Atmosphärenschichtung die synoptische Situation im Alpenraum kennzeichnet. Mit Hilfe der sog. objektiven Wetterlagenklassifikation ergibt sich zudem, daß sämtliche Wetterlagen im Winter eine größere Föhnwirksamkeit besitzen als im Sommer. Beobachtungen in einem dreijährigen Zeitraum belegen, daß Miniföhn besonders oft bei großräumiger südlicher Anströmung auftritt, doch verhindern (im Gegensatz zu hochreichendem Föhn) Wetterlagen mit nördlichen Winden nicht unbedingt die Miniföhnentwicklung, falls die Anströmung entweder nur schwach ist oder Windscherungen zu südlichen Winden in niedrigeren Atmosphärenschichten führen.

Die Resultate der zwischen 2000 und 2002 durchgeführten Meßkampagnen im Isar- und Leutaschtal zeigen, daß während der nächtlichen Phase des lokalen Windsystems nächtlich abgekühlte Luftmassen vom Seefelder Plateau durch das Leutaschtal und dem Tal zwischen Seefeld und Scharnitz nach Norden abfließen und sich in der Umgebung von Mittenwald wieder vereinigen. Während die untere Schicht der Leutascher Strömung durch die Talenge am Nordende des Leutaschtales ins Isartal südlich von Mittenwald hinausfließt, strömt die obere Schicht über einen schmalen Bergrücken ins Isartal hinab und verursacht dort die föhnigen Effekte, da sie potentiell wärmere Luft aus größeren Höhen ins Tal transportiert. Trotz der geringen Breite des Bergrückens kann dieser vertikal ausbreitende Schwerewellen anregen, die ein lokales Druckminimum im Lee des Berges bewirken und somit eine bodennahe Gegenströmung vor Einsetzen des Miniföhns erzeugen. Zudem bewirkt der Miniföhndurchbruch ins Tal eine Art Wärmeinseleffekt, besonders in Fällen mit starken Absinkinversionen und sehr warmen Luftmassen über bodennaher Kaltluft. Diese lokale Wärmeinsel verursacht einen leichten nächtlichen Taleinwind zwischen dem Mittenwalder Talbecken und den nördlicheren Gebieten des oberen Isartales, da diese vom Miniföhn nicht erreicht werden und somit deutlich kälter verbleiben, wodurch hydrostatisch eine in Richtung Mittenwald gerichtete Druckgradientkraft induziert wird.

Des weiteren wird das Verhalten des Bodenwindfeldes in der Region Walchensee – Kochelsee – mittleres Isartal bei hochreichenden Föhnströmungen untersucht. Aus Beobachtungen ist bekannt, daß am Walchensee bei hochreichendem Föhn kaum bodennaher Südwind auftritt, wohl aber am benachbarten Kochelsee. Es zeigt sich, daß dafür Schwerewellen verantwortlich sind, die durch das zwischen Walchensee und Kochelsee gelegene Gebirgsmassiv angeregt werden. Diese Schwerewellen beschleunigen die Strömung in Richtung zur Talregion am Kochelsee. Dagegen gibt es unmittelbar südlich des Walchensees keine Berge, die Wellenbewegungen in der Atmosphäre anregen könnten, entsprechend schwach ist im Bereich dieses Sees der Bodenwind selbst bei stärkeren Föhnlagen.

Die thermische Zirkulation zwischen dem oberen Isartal und dem angrenzenden Alpenvorland erfolgt jedoch hauptsächlich entlang der Achse oberes Isartal – Walchenseebecken – Kesselbergpaß. Das Talwindssystem im mittleren Isartal ist dagegen relativ schwach ausgeprägt, zeigt in der Nähe der Rißtalmündung jedoch tagsüber eine Konvergenz und nachts Divergenz.

## Abstract

This dissertation investigates the dynamics and thermodynamics of the local foehn flow in the Isar Valley close to Mittenwald (Upper Bavaria) and the adjacent Leutasch Valley (Tyrol). The onset of the local foehn is characterized by gusty winds from southerly directions, by a pronounced temperature increase within a few minutes and a concomitant decrease in relative humidity. On the other hand, there are also several features which deviate from the characteristics of deep foehn. Local foehn flows in the upper Isar Valley, hereafter named as “Minifoehn”, are not restricted to weather situations with moderate or strong large-scale flows crossing the Alps, but also occur frequently when high-pressure systems with only weak pressure gradients and stable stratification characterize the synoptic situation in the Alpine region. Moreover, the foehn frequency is considerably larger during winter than during summer. Observations within a three-year period showed that Minifoehn frequently occurs when ambient winds coming from the southern sector are predominant. However, contrary to deep foehn, weather situations with northerly synoptic-scale flows do not necessarily exclude the development of Minifoehn when ambient wind speeds are only weak or wind shears occur so as to turn the ambient wind to southerly directions at lower levels, respectively.

Three field campaigns were conducted to investigate the flow field in the upper Isar Valley around Mittenwald and in the adjacent Leutasch Valley where the Minifoehn flow originates. These observations revealed that the nocturnal regime of the local valley wind system is associated with nocturnally cooled air draining from a plateau in North Tyrol (1180 m) through two different valleys into the Isar Valley at Mittenwald (920 m), where both valleys happen to merge again. The upper part of one of the drainage flows takes a way over a small mountain ridge and flows down to the basin of Mittenwald, causing there the foehn-like effects as it usually brings potentially warmer air from larger heights down to the valley. Despite the small width of the range, it is able to excite vertically propagating gravity waves, which induce a local pressure minimum in the lee of the mountain and therefore pre-foehnic low-level flows that have opposite wind directions in comparison to Minifoehn. Furthermore, the Minifoehn breakthrough in Mittenwald leads to a local “warm air pool”, especially in case of strong subsidence inversions when very warm air masses lie over cold low-level air masses. This local warm air pool induces slight nocturnal upvalley winds between the Mittenwald basin and the northern parts of the upper Isar Valley as this region remains foehn-free and therefore much colder during night, so that a nocturnal pressure gradient may arise hydrostatically which is directed towards Mittenwald.

Furthermore, the diurnal evolution of the strong gap flow in the Walchen Lake basin immediately north of the upper Isar Valley is considered with the help of two field campaigns as well as the behaviour of the low-level flow field during deep foehn periods. It turns out that gravity waves, induced by the mountains at the Alpine rim, accelerates the flow down to the southernmost regions of the Alpine foreland whereas near-ground foehn flows are largely missing at the Walchen Lake as there are no mountain ranges immediately upstream of the basin which could induce wave motion in the atmosphere. On the other hand, the thermal circulation between the upper Isar Valley and the adjacent pre-alpine foreland occurs mainly along the axis upper Isar Valley – Walchen Lake basin – Kesselbergpass while the valley winds in the middle part of the Isar Valley remains relatively weak. However, a convergent flow regime near the mouth of the Riss Valley is established there during daytime whereas the valley wind system becomes divergent during night.

# 1. Einleitung

## 1.1 Vorbemerkungen

Ein für die Alpen typisches und vor allem im Herbst und Frühjahr häufig zu beobachtendes meteorologisches Phänomen ist der Föhn. Damit wird eine Luftströmung bezeichnet, die vom Gebirgskamm oder einem darin eingeschnittenen Paß in die Täler absinkt, wobei der Föhndurchbruch im Tal meist mit einem merklichen und raschen Anstieg der Temperatur und einer ebenso sprunghaften Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit einhergeht. Im Zusammenhang mit Föhn wird häufig auch die Bezeichnung „Fallwind“ gebraucht, was insofern etwas irreführend ist, weil hiermit eine „fallende“, also durch die Schwerkraft der Erde verursachte Bewegung suggeriert wird. Föhn ist jedoch kein katabatischer Wind. Eine wichtige Voraussetzung für das Auftreten von Föhn ist eine ungefähr normal zum Gebirgsmassiv gerichtete Anströmung, wobei Föhn dann jeweils im Lee des Gebirges auftritt, bei alpiner Süd-anströmung also in den Nordalpen. Während der Föhn in den Alpen fast ausschließlich durch in die Bergmassive eingeschnittene Pässe und davon ausgehende Quertäler hinabsteigt<sup>1</sup>, weht der föhnartige „Chinook“ in den nordamerikanischen Rocky Mountains auch von Berghängen herab.

Die Erforschung des Föhns stellt eine der wichtigsten Schwerpunkte der alpinen Meteorologie dar. Sie begann in der Mitte des 19. Jahrhunderts mit den Arbeiten von J. v. Hann (1866, 1874) und erreichte zu Beginn des 20. Jahrhunderts mit den Ballonfahrten von H. v. Ficker (1910) einen ersten Höhepunkt. In den letzten beiden Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts wurden in den Alpen zwei große Meßkampagnen durchgeführt, um tieferen Einblick in die Dynamik und Thermodynamik von Föhnströmungen zu gewinnen. Die Entwicklung neuer Meßsysteme und die Verbesserung numerischer Modelle erlaubten eine Verfeinerung der bisherigen Forschungsmethoden. Das erste der beiden Experimente (ALPEX; Alpines Experiment) fand Anfang der 80er Jahre statt und hatte den Schwerpunkt seiner Meßaktivitäten im März und April 1982 (Gutermann and Wanner, 1982). Der Rahmen von ALPEX umfaßte auch das Teilprojekt MERKUR (Mesoskaliges Experiment im Raum Kufstein-Rosenheim), das sich mit dem Talwindssystem des Inntals befaßte, insbesondere im Übergangsbereich zwischen dem Inntal und dem angrenzenden Alpenvorland. Die zweite große Kampagne (MAP; Mesoskaliges Alpines Programm), deren Intensivmeßphase im Herbst 1999 stattfand, beschäftigte sich noch genauer mit den lokalen Föhnstrukturen (Bougeault et al., 2001).

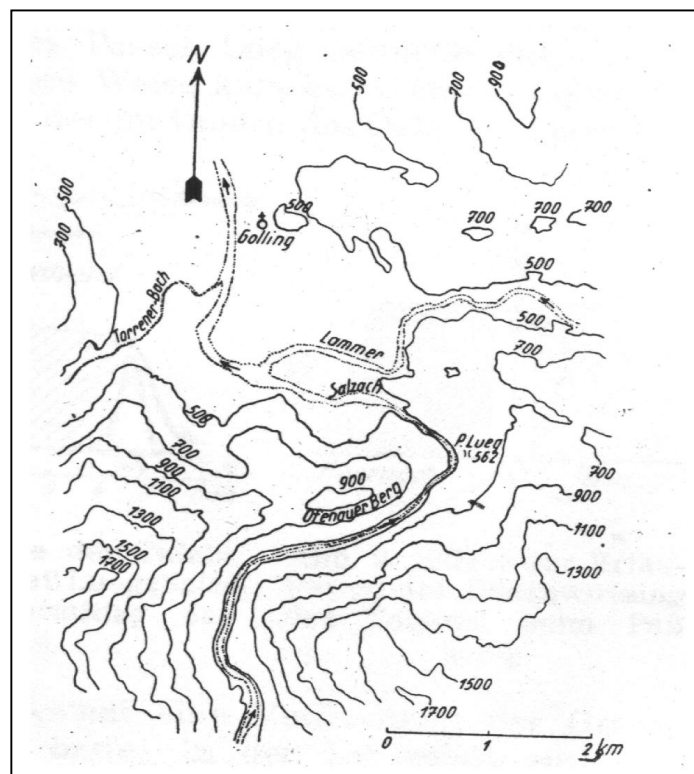
Trotz des großen Interesses an Föhnströmungen existieren nur sehr wenige Untersuchungen über Föhnerscheinungen auf der Meso- $\gamma$ -Skala. Ein sehr interessantes, aber bislang kaum untersuchtes Phänomen ist der regelmäßig auftretende lokale Föhn im oberen Isartal bei Mittenwald (Oberbayern) und im angrenzenden Leutaschtal (Tirol). Die Strömung wird vom Autor als „Miniföhn“ bezeichnet, da sie nur in den beiden genannten Talregionen auftritt und einige Charakteristiken besitzt, die den Merkmalen des hochreichenden Föhns entsprechen. Andererseits besitzt der Miniföhn Eigenschaften, die deutlich im Widerspruch zum hochreichenden Alpenföhn stehen. Die Untersuchung der Dynamik und Thermodynamik dieses Föhnwindsystems ist Gegenstand der vorliegenden Dissertation. Zuvor sollen aber einige frühere Arbeiten kurz vorgestellt werden, die sich mit ähnlichen föhnartigen Phänomenen auseinandersetzen.

---

<sup>1</sup> Eine Ausnahme bildet der sog. Glungezerföhn, der von einem Bergkamm ins Inntal in der Nähe von Innsbruck herabsteigt (Seibert, 1985).

## 1.2 Arbeiten zu föhnähnlichen Strömungen auf der Meso- $\gamma$ -Skala

Hinweise auf lokale Föhnphänomene finden sich nur ganz vereinzelt in der alpinmeteorologischen Literatur, so z.B. bei Ekhart (1936, 1944), der sich mit Talwinden in Österreich auseinandersetzte. Ekhart (1944) entdeckte während seiner Untersuchungen zu den lokalen Windverhältnissen im Tennengebirge (südlich von Salzburg), daß über den Paß Lueg (Abb. 1.1) aus Richtung Süden unmittelbar hinter der Paßhöhe ein starker Talabwind auftritt. Hingegen ist weiter taleinwärts am Boden kaum eine Luftbewegung wahrnehmbar, allenfalls ein leichtes Ziehen talauswärts (0 bis 1 Beaufort). Diese lokale Windverstärkung in unmittelbarer Nähe des Passes ist, so Ekhart, eine häufig zu beobachtende Erscheinung. Dabei weht am nordseitigen Fuß des Ofenauerberges (Abb. 1.1) in der Frühe und vormittags ein Sturm vom Berg herunter mit allen Kennzeichen eines echten Föhns. Weiter nordwärts hat sich der Wind bereits stark abgeschwächt. Die Windgeschwindigkeiten sind so hoch, daß selbst in schneereichen Wintern die Felder in der Nähe des Passes kahl gefegt sind und der Schnee an den Uferböschungen von Lammer und Salzach in hohen Wächten abgelagert ist. Regelmäßig kann während dieser lokalen Föhnströmung über der Kuppe des Ofenauerberges eine Wolkenhaube beobachtet werden, die an die Föhnmauer des klassischen hochreichenden Föhns erinnert. Bei genügend naher Entfernung kann man das Aufsteigen der Wolken an der Luvseite, das Überfließen über den Berg und das Absinken im Lee deutlich wahrnehmen, wobei dieses Phänomen auch bei ansonsten wolkenlosem Himmel auftreten kann.



**Abb. 1.1:** Die Geländedarstellung der Umgebung des Paß Lueg (Ekhart, 1944). In der Abbildung sind Linien gleicher Höhe in Meter über NN angegeben.

Auch die Hangwinde am Westhang des Arlbergs offenbaren häufig einen föhnartigen Charakter, wie die Beschreibungen von Ekhart (1936a,b) zeigen. Ekharts Ziel war jedoch in erster Linie die Beantwortung der Frage, ob es auf tiroler Seite (Stanzertal) einen paßübergreifenden Talwind gibt, vergleichbar mit dem Malojawind im Oberengadin. Wie Windmessungen in Stuben im Klostertal (die vorarlberger Seite des Arlbergs) belegen, weist dort der nächtliche Talwind aus Ost weitaus höhere Windgeschwindigkeiten auf als die Winde aus anderen Richtungen. Offenbar handelt es sich hierbei um den Abfluß des sich auf der mul-

denförmigen Arlbergpaßhöhe durch nächtliche Ausstrahlung bildenden Kältesees, der viel leichter nach Westen als nach Osten abfließen kann, da das Stanzertal im Vergleich zum Klostertal nur ein sehr geringes Gefälle aufweist und der Kaltluftabfluß nur durch ein kleines, steiles Seitental westlich von St. Anton ins Stanzertal erfolgen könnte (Ekhart, 1936a,b). Je nach Jahreszeit nimmt der Stubener Fallwind Föhn- oder Boracharakter (im bioklimatischen Sinne) an: bei stabiler Schichtung der Talatmosphäre (also nachts, insbesondere im Winter) tritt der lokale Fallwind als Föhn auf (d. h. der Wind bewirkt einen sprunghaften Temperaturanstieg), tagsüber und im Sommer (wenn die Talatmosphäre also durchmischt ist) bewirkt der Wind keinen nennenswerten Temperaturanstieg. Besonders gut ausgeprägt ist der im Volksmund als "Heiter" bezeichnete Wind im Winter.

Bodenwindmessungen im Rahmen des VERTIKATOR-Projektes belegen, daß am nördlichen Ende des Loisachtales (Oberbayern) ebenfalls ein starker nächtlicher Wind aus einem kleinen Seitental (Eschenlainetal) zutage tritt (Hornsteiner, 2002b). Bemerkenswert sind die hohen Windgeschwindigkeiten (bis etwa  $15 \text{ ms}^{-1}$ ) in Eschenlohe am nördlichen Talausgang des Loisachtales, während wenige hundert Meter weiter nordwärts am Boden praktisch Windstille herrscht. Bislang ist die Dynamik dieses kräftigen Talauswindes nicht genau bekannt. Während der Intensivmeßphase des VERTIKATOR<sup>2</sup>-Projektes wurde im Sommer 2002 auch das Windsystem auf dem Zugspitzplatt untersucht (Hornsteiner, 2002b; Gantner et al., 2003). Messungen mit Hilfe einer automatisch arbeitenden Wetterstation zeigten, daß am östlichen Rande der Zugspitzplatt-Hochebene während Schönwetterphasen ein nächtlicher Hangabwind einsetzt, der insofern an Föhn erinnert, als beim Einsetzen der Strömung der Taupunkt erheblich zurückgeht und die Temperatur etwas ansteigt. In der sechswöchigen Meßphase wurden Taupunktrückgänge von bis zu 18 Grad innerhalb 5 Stunden registriert. Die Messungen und die im Rahmen dieser Kampagne durchgeführten Modellsimulationen (Gantner et al., 2003) legen nahe, daß Luft aus relativ großer Höhe zum Zugspitzplatt absteigt um dann nach Osten abzufließen.

In der Literatur wurden weitere Gebirgswindsysteme beschrieben, die dem Miniföhn ähnlich sind in dem Sinne, daß der nächtliche Talauswind auffallend hohe Windgeschwindigkeiten mit sich bringt. Hierbei handelt es sich um eine Form des sog. Low-Level-Jets (LLJ). Das vielleicht bekannteste Beispiel für einen LLJ im Alpenraum ist die nächtliche Strömung am Ausgang des Inntales bei Thalreit (Pamperin und Stilke, 1985). Der dort wehende starke Talabwind hat sogar einen eigenen Namen erhalten (Erler Wind), wie auch einige Winde in Mittelgebirgen, z. B. der Höllenwind im Schwarzwald und der Wisperwind im Taunus (Schamp, 1964). Weitere ausgeprägte Geschwindigkeitsmaxima vor Gebirgstalausgängen findet man beispielsweise am Ende des Salzachtales bei Salzburg (Ekhart, 1944), bei Ispra am südlichen Lago Maggiore (Ulbricht, 1979), am Staffelsee in der Nähe des bayerischen Alpennordrandes (Sládkovič und Kanter, 1977) und im Beierbachtal im Schwarzwald (Hauf und Witte, 1982).

---

<sup>2</sup> Ein Teil des VERTIKATOR-Projekts (VERTIKaler Austausch und Orographie) hatte seine Intensivmeßphase im Juli 2002 und befaßte sich mit der thermischen Zirkulation über gebirgiger Topographie, wobei auch hochreichende Konvektion untersucht wurde. Nähere Details sind bei Lugauer und Winkler (2002) zu finden.

### 1.3 Arbeiten mit Bezug zu den klimatischen Verhältnissen im Isartal

Vermutlich war H. v. Ficker der erste, der darauf hinwies, daß Föhn in Mittenwald nicht immer hochreichender Art ist. In den „Innsbrucker Föhnstudien IV“ von 1909 (veröffentlicht 1910), die sich auch mit den Föhnverhältnissen im Isartal befaßten, schrieb er:

*„... Bemerkenswert ist SW<sub>4</sub> in Mittenwald. An Föhn, der aus größerer Höhe herabkommt, kann nicht gedacht werden, ebensowenig wie in Igls. Beide Orte sind zwar wärmer wie die Talsohle des Inntales und die bayerische Ebene, aber potentiell viel kälter als Patscherkofel, Wendelstein und Zugspitze. Würde am Morgen des 4. November bereits Luft von den Zentralalpen als Föhn nach Igls und Mittenwald hinabwehen, so müßten wir in diesen Orten Temperaturen von 8 bis 12° finden, statt der beobachteten 2 bis 3°. Trotzdem weist auch in Igls und Mittenwald die relative Feuchtigkeit auf absteigende Luftbewegung hin...“*

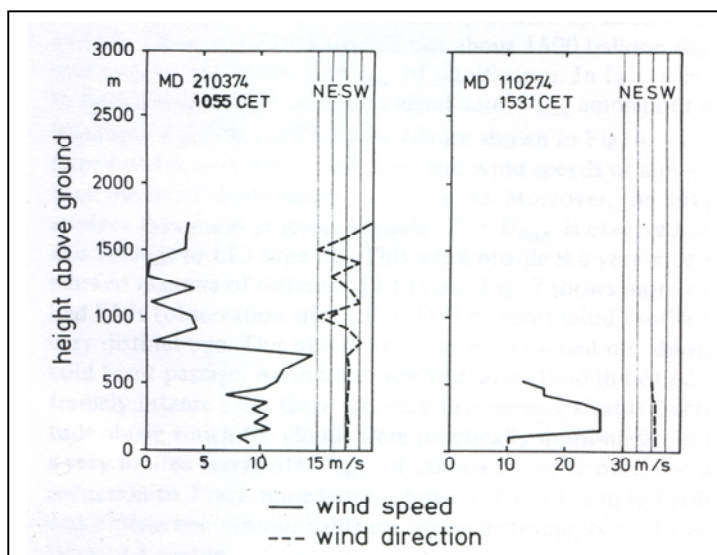
Eingehender mit den Windverhältnissen in Mittenwald befaßte sich Huber (1920), der für den Zeitraum von 1901 – 1915 die Temperaturen von Partenkirchen und Mittenwald verglich und zu dem Schluß kam, daß der Föhn in Mittenwald lokaler Art sein muß. Eine seiner Kernaussagen ist, daß längere Perioden der lokalen Erwärmung hauptsächlich in den Wintermonaten vorkommen, wobei im genannten Zeitraum einmal im Dezember und Januar die Erwärmung an 29 bzw. 30 aufeinanderfolgenden Tagen fortbestand in dem Sinne, daß es in Partenkirchen zu den Zeitpunkten der Terminablesungen kälter als in Mittenwald war. Als eindrucksvolles Beispiel für die lokale Föhnwirkung seien die Temperaturverhältnisse vom 20. und 21. Januar 1905 aufgeführt (siehe Tab. 1.1).

	20. Januar abends	21. Januar früh
Partenkirchen	-7,6°	-13,5°
Mittenwald	-9,2°	+1,1°
Scharnitz	-6,3°	-9,0°

**Tab. 1.1:** Vergleich der Temperaturen von Partenkirchen, Mittenwald und Scharnitz vor (linke Spalte) bzw. nach (rechte Spalte) dem Durchbruch des lokalen Föhns (Huber, 1920)

Für den 31. Dezember 1903 (7 Uhr) und 3. Januar 1904 (9 Uhr) fand Huber sogar Temperaturunterschiede von 16,5 Grad bzw. 17,2 Grad zwischen Mittenwald und Partenkirchen, wobei Mittenwald jeweils der wärmere Ort war. Mit einer auf den Werten von vertikalen Temperaturgradienten basierenden Rechnung kommt Huber zu dem Schluß, daß der lokale Föhn von den Bergen der 2400 m hohen Solstein-Kette südlich von Mittenwald herabweht. Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt wird, ist jedoch diese Gebirgskette für das Auftreten von Miniföhn nicht von Bedeutung.

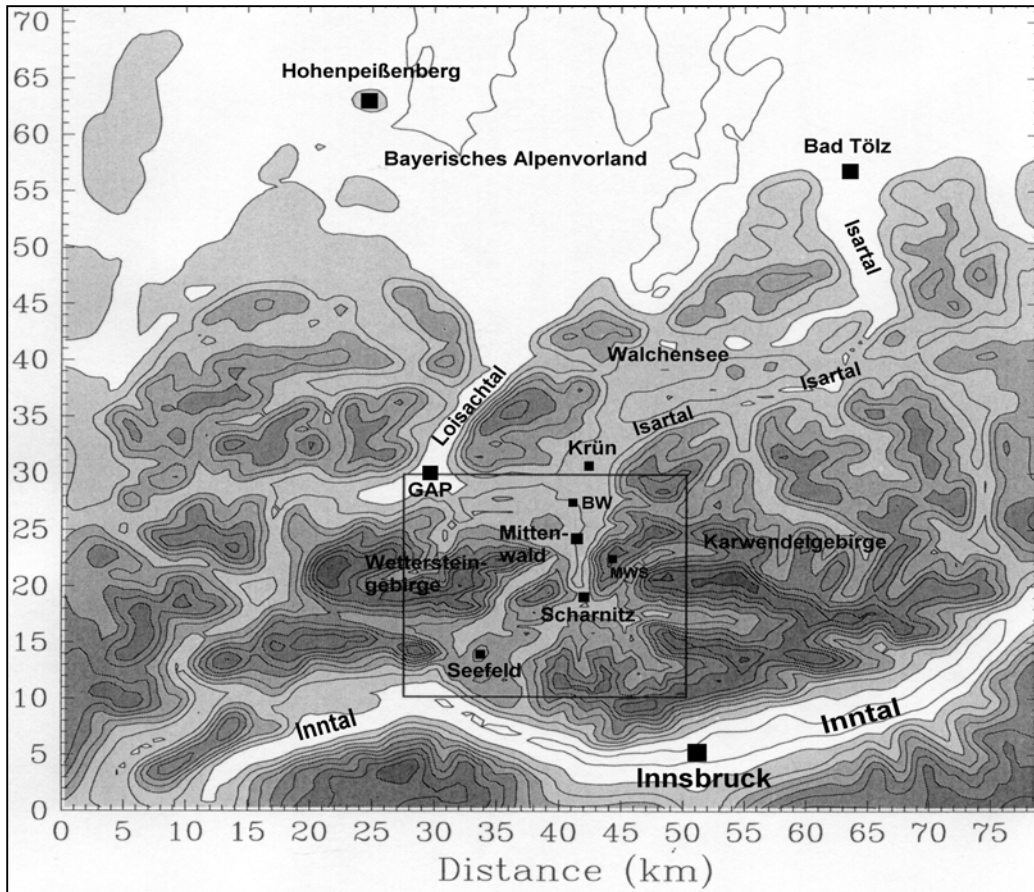
In den 70er Jahren untersuchte eine Arbeitsgruppe des Fraunhofer-Instituts für atmosphärische Umweltforschung (IFU) in Garmisch-Partenkirchen das Auftreten von Low-Level-Jets im bayerischen Alpengebiet und in den Gebirgstälern um Garmisch-Partenkirchen (Sládkovič und Kanter, 1977). Unter den ca. 1500 Pilotballonaufstiegen wurden einige auch im obersten Isartal südlich von Mittenwald durchgeführt. Zwei davon sind in Abb. 1.2 zu sehen. Die Autoren berichten von außerordentlich hohen Windgeschwindigkeiten mit Maxima zwischen 200 - 600 m über Grund, wobei der höchste Wert fast 30 ms<sup>-1</sup> betrug. Bisweilen war der Wind so stark, daß die Ballonverfolgung mittels Theodolit nicht mehr möglich war (aus diesem Grund gibt es vom 11.2.1974 (Abb. 1.2) nur Winddaten bis in ca. 500 m Höhe über Grund). Die Messungen erfolgten zwar während Wetterlagen mit hochreichendem Föhn, doch wird später gezeigt, daß LLJ-ähnliche Strömungsstrukturen mit hohen bodennahen Windgeschwindigkeiten auch während Miniföhnphasen auftreten können.



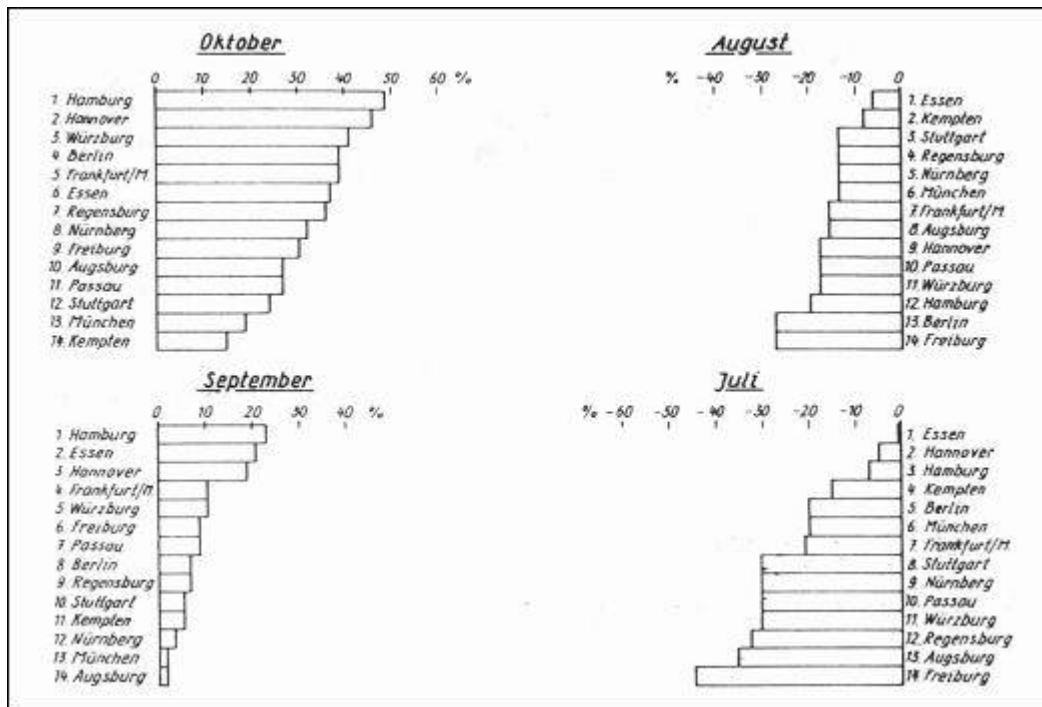
**Abb. 1.2:** Zwei Beispiele für den LLJ im Isartal südlich von Mittenwald (Sládkovič, Kanter, 1977). Links: Ballonaufstieg vom 21.3.1974 (10.55 Uhr MEZ), rechts: Aufstieg vom 11.2.1974 (15.31 Uhr MEZ).

An dieser Stelle sei auch die Arbeit von Reiter und Sládkovič (1969) erwähnt, die sich mit den klimatischen Eigenarten des Loisachtales beschäftigte. Die Ergebnisse dieser Studie lassen sich im wesentlichen auch auf das Isartal übertragen. Vergleiche der Sonnenscheindauer in Garmisch-Partenkirchen und in den nördlichen Regionen Deutschlands belegen, daß das Loisachtal mit einer beachtlichen Regelmäßigkeit im Herbst und Winter hinsichtlich der Besonnung deutlich bevorzugt ist, (Reiter und Sládkovič, 1969), und zwar aus folgenden Gründen: in Mitteleuropa ist in der Zeit September/Okttober mit einer Wahrscheinlichkeit von ca. 75 - 80% mit dem Auftreten anhaltender antizyklonaler Schönwetterperioden zu rechnen (Reiter und Sládkovič, 1969). Während dieser Zeit ist die Häufigkeit von strahlungsbedingten Stratusdecken noch verhältnismäßig gering, sie nimmt aber von Oktober bis Dezember hin zu und ist auch im Januar noch ziemlich hoch. Das Alpenvorland und die nördlich davon gelegenen Gebiete haben daher um diese Zeit kaum noch Schönwettertage, wobei bei dieser Untersuchung ein Tag als Schönwettertag bezeichnet wird, wenn die Sonnenscheindauer mindestens 80% der maximal möglichen erreicht. Anders liegen die Verhältnisse in den nordalpinen Tälern wie Loisach- und Isartal. Typisch für eine herbstliche oder winterliche Hochdrucklage ist eine geschlossene Stratusdecke mit einer Obergrenze bei 850 - 900 m. Da der Garmischer Talkessel nur 700 m hoch liegt, ist die Höhenlage nicht allein entscheidend für die Nebelarmut. Relevant hierfür ist auch das ausgeprägte Talwindssystem im Loisachtal sowie die Talorographie. Unter der Wirkung stärkerer geostrophischer Strömungen erreicht der Hochnebel zwar gelegentlich die nördliche Ortsgrenze von Garmisch, dort löst sich der Nebel aber meist auf, da die Strömung im Garmischer Talbecken einer Diffluenz unterliegt (die Strömung fächert sich dort über fast 180° auf). Die damit verbundene Absinkbewegung ist zwar gering, genügt aber in der Regel für eine Nebelauflösung. Im Sommer hingegen sind die Orte nördlich der Alpen stärker besonnt als die Region um Garmisch (siehe Abb. 1.4), was auf die verstärkte Konvektionsbewölkung am Alpennordrand zurückgeführt werden kann. Nebenbei sei erwähnt, daß für Bad Tölz am Nordende des Isartals eine Föhnstatistik vorliegt (Ungeheuer, 1952), die jedoch einige gravierende Mängel aufweist und hier nicht näher besprochen werden soll.





**Abb. 1.3:** Die Umgebung von Mittenwald und dem Isartal. Die Abkürzungen „BW“ und „MWS“ markieren die Positionen der Meßstationen auf dem Buckelwiesenplateau und auf dem Karwendelgebirge.

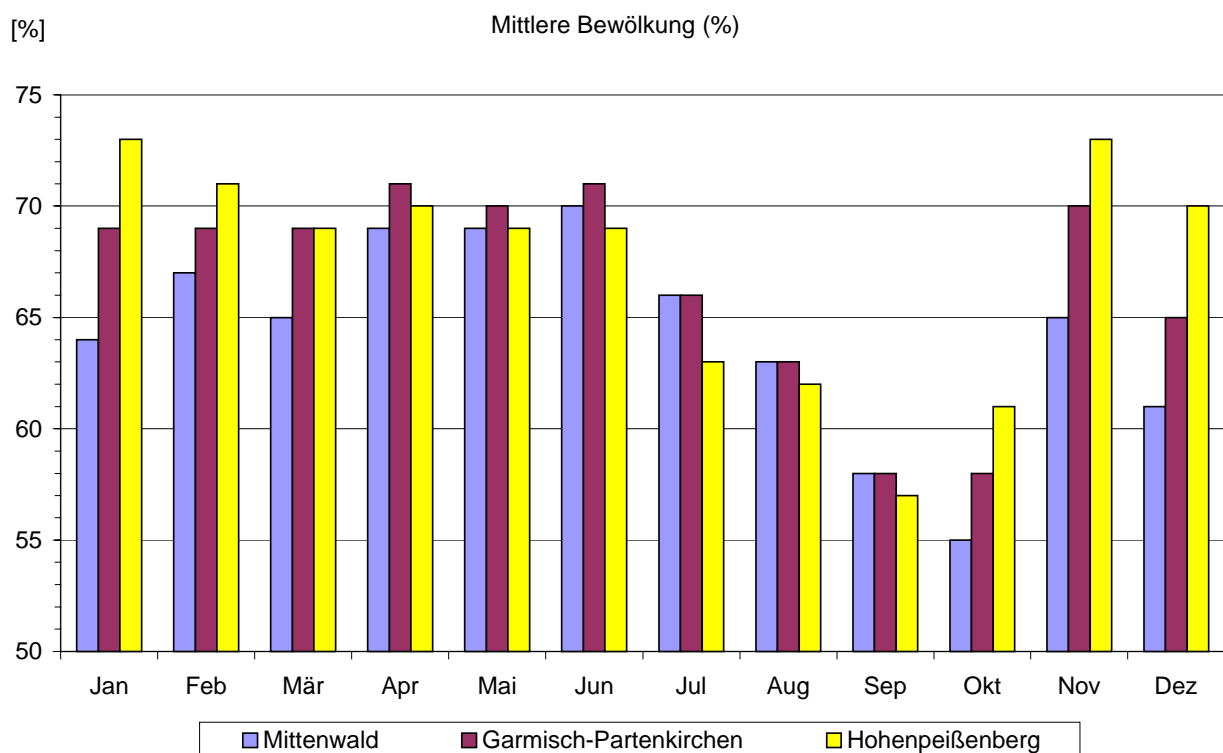


**Abb. 1.4:** Angabe des Prozentsatzes, um den die Sonnenscheindauer in Deutschland außerhalb des Alpenraumes reduziert ist, wenn man die tatsächliche Sonnenscheindauer im Raum Garmisch-Partenkirchen = 100% ansetzt (Reiter und Sládkovič, 1969).



Reiter und Sládkovič (1969) gehen davon aus, daß die für Garmisch-Partenkirchen gemachten Aussagen auch für Mittenwald und das Isartal gelten. Dies muß vom Autor der vorliegenden Arbeit nur insofern relativiert werden, als die Nebelhäufigkeit in Mittenwald im Herbst und Winter sogar noch merklich geringer als in Garmisch ist. Im Garmischer Talbecken kann im Herbst und Winter ganztäglich dichter Bodennebel auftreten, was in Mittenwald praktisch überhaupt nicht vorkommt.

Aus Abb. 1.5 geht hervor, daß an den Orten Mittenwald, Garmisch-Partenkirchen und Hohenpeißenberg die Bewölkungsverhältnisse im Frühling und Sommer ähnlich sind, wobei in der Zeit von Juli bis September kein erkennbarer Unterschied zwischen Mittenwald und Garmisch besteht). Die höchsten Werte treten in Mittenwald im Zeitraum April bis Juni auf, wobei das Maximum im Juni mit 70 % liegt, danach nimmt die mittlere Bewölkung bis zum Herbst laufend ab und erreicht im Oktober mit 55 % das Jahresminimum. In Garmisch ist der Verlauf ähnlich, ab Oktober ist die mittlere Bewölkung aber höher als in Mittenwald. Deutlicher noch sind die Unterschiede zwischen Mittenwald und dem Hohenpeißenberg. Dieser weist im Zeitraum Juni bis September geringfügig niedrigere Werte als Mittenwald auf, ab Oktober steigen die Werte jedoch deutlich über dem Mittenwald-Niveau an. Aus den Daten der drei Stationen geht zwar nicht die Art der Bewölkung hervor, es ist jedoch anzunehmen, daß die Ursache in der Zunahme der Hochnebelhäufigkeit liegt, zumal die Station auf dem Hohenpeißenberg gelegentlich auch dann Nebel meldet, wenn Mittenwald wolkenfrei ist, das etwa 50 m niedriger liegt als der Hohenpeißenberg. Ganz außer acht lassen sollte man den Aspekt der Höhenlage natürlich nicht, denn die Talsohle des oberen Isartals liegt mit 920 - 960 m etwas höher als die typische Nebelobergrenze im Alpenvorland (850 - 900 m), während die Talsohle



**Abb. 1.5:** Die mittlere Bewölkung in % für Mittenwald, Garmisch-Partenkirchen und Hohenpeißenberg, abgeleitet aus den Beobachtungsdaten der DWD-Klimastationen an diesen drei Standorten.

des Loisachtales darunter liegt (660 - 700 m). Auch die umliegenden höher gelegene Talregionen wie das Buckelwiesenplateau (1000 m) nordwestlich von Mittenwald oder das Seefelder Plateau (1000 - 1200 m, siehe Abb. 3.1) weisen im Winterhalbjahr weitaus mehr Nebel

als Mittenwald auf, was vermutlich im Zusammenhang mit dem dort stark ausgeprägten nächtlichen Talwindssystem zu sehen ist. Im Winterhalbjahr kann beobachtet werden, daß während Hochdruckwetterlagen Hochnebel von Norden das südliche Isartal erreicht, doch mit dem Einsetzen der Miniföhnströmung am Abend zieht der Nebel nachts wieder nach Norden zurück bzw. löst sich auf, da durch die Talverbreiterung bei Mittenwald die aus Süden kommende Talwindströmung eine Diffluenz erfährt, die aus Kontinuitätsgründen mit einer absinkenden Luftbewegung und der Tendenz zu Nebelauflösung verbunden ist. Ein weiterer Grund für die geringere Nebelhäufigkeit in Mittenwald liegt darin, daß das kurze Loisachtal nach Norden offen ist und nebelanfälliger ist als das wesentlich längere und gewundene Isartal, das direkt nördlich von Mittenwald durch zwei Bergrücken vom Alpenvorland getrennt ist (Abb. 1.3), welche die Umrahmung des Walchenseebeckens bilden. Die Nordseite des Talbeckens ist durch den Kesselbergpaß eingeschnitten. Durch diesen kann vom Alpenvorland her Hochnebel auf das benachbarte Isartal übergreifen, wobei die Strömung aufgrund der Talverbreiterung nördlich von Krün zwar eine Diffluenz erfährt, die nebelauflösend wirkt, dennoch hat Krün häufiger Hochnebel als das benachbarte Mittenwald, das etwa 50 m höher als Krün liegt.

Das lokale Windsystem im Bereich Walchensee – Kesselbergpaß - Kochelsee verdient ebenfalls eine nähere Betrachtung. Diese Region nimmt aufgrund ihrer häufigen Nebel- und Föhnereignisse eine meteorologische Sonderstellung am Alpennordrand ein. Der Walchensee ist unter Surfern bekannt für seine idealen Windverhältnisse, die er der Paßströmung am Kesselbergpaß unmittelbar nördlich des Sees verdankt. Andererseits tritt während Föhnlagen kaum Wind am Walchensee auf, wohl aber am benachbarten Kochelsee.

## 1.4 Sonstige Literatur

Zum Abschluß des 1. Kapitels soll noch ein Streifzug durch die nichtwissenschaftliche Literatur mit Bezug auf Mittenwald unternommen werden, in der ebenfalls einige Bemerkungen über den lokalen Föhn zu finden sind. Einen Hinweis darauf, daß dieser kein Föhn im gewöhnlichen Sinne ist, gibt der "Neue Sommer- und Winterführer Mittenwald" im Kapitel *Klima* (z.B. Ausgabe Jahrgang 1988, Seite 10):

*"... Die Windverhältnisse werden ausschlaggebend durch den nord-südlichen Verlauf des Tales bestimmt. Sowohl West- wie Ostwinde werden durch Wetterstein und Karwendel abgehalten, und Nordwinde treten relativ selten auf. Die Südwinde herrschen an Häufigkeit und Stärke bei weitem vor. Windstärken kommen im Sommer selten, in den übrigen Jahreszeiten gelegentlich vor. Durch die Berg- und Talwinde erfährt das Mittenwalder Tal eine gute Durchlüftung auch an heißen Sommertagen, so daß eine ausreichende nächtliche Abkühlung eintritt ... Ausgesprochen heiße Tage sind selten. Dagegen bewirkt der für Mittenwald typische Antizyklonalföhn (lat. ventus favonius = lauer Wind) bei Hochdruckwetter, besonders im Winter, nächtliche Temperaturanstiege. In Mittenwald lösen Föhnwetterlagen zwar verhältnismäßig häufig Föhneinbrüche aus, aber der sonst so gefürchtete Wind hat schon vorher seine Feuchtigkeit abgegeben, so daß trockene, warme und dunstarme Luft aus der Höhe in das Mittenwalder Tal herabgeführt wird. Daher genießt der Ort gegenüber Niederung und Alpenvorland den Vorzug erhöhter Strahlungswerte..."*

Die Bezeichnung "Antizyklonalföhn" für die lokale Föhnerscheinung ist insofern zutreffend, da sie tatsächlich am häufigsten bei Hochdrucklagen auftritt. Unter Antizyklonalföhn versteht man jedoch auch einen hochreichenden Föhn, der auf der Rückseite eines nach Osten abziehenden Hochs in Erscheinung tritt; manche Autoren bezeichnen sogar die absinkende Luftbewegung in Hochdruckgebieten als Antizyklonalföhn oder "freien Föhn", was jedoch nicht der heutzutage gängigen Definition von Föhn entspricht (Brinkmann, 1971). H. v. Ficker wiederum bezeichnete in seinen Innsbrucker Föhnstudien (1910) all jene Föhnfälle als Antizyklonalföhn, die das sog. stationäre Föhnstadium (Zunahme der Luftfeuchtigkeit in der Hö-

he, Niederschläge auf der Alpensüdseite) nicht erreichen. Zur Vermeidung von Mißverständnissen wird in dieser Arbeit die Bezeichnung „Antizyklalföhn“ vermieden.

Falsch ist indes die Aussage, daß Südwinde vorherrschend sind und Nordwinde selten vorkommen. Die häufigste Windrichtung im nord-süd-gerichteten oberen Isartal ist Nord, was nicht verwunderlich ist, da die Alpen häufiger von Norden als von Süden angeströmt werden. Messungen des Geographischen Instituts der Universität München (Sass, 1998) im Bereich Oberes Dammkar (Karwendelgebirge nahe Mittenwald, 2200 m Höhe) kommen zu dem gleichen Ergebnis. Zumindes während der Meßphase von August 1995 bis Oktober 1997 waren Nordwinde deutlich vorherrschend, mit großem Abstand folgten an zweiter Stelle die Südwinde, während West- und Ostwinde in der Häufigkeitsverteilung keine Rolle spielten.

Eine Bemerkung zum Miniföhn findet sich vielleicht auch bei Goethe, der während seiner ersten Italienreise auch Mittenwald besuchte und dort übernachtete (7./8. September 1786). In seiner erst 1816 veröffentlichten "Italienischen Reise" schrieb er:

*"... Um sechs Uhr verließ ich Mittenwald, den klaren Himmel reinigte ein scharfer Wind vollkommen. Es war eine Kälte, wie sie nur im Februar erlaubt ist ..."*

Damit wird wohl angedeutet, daß der Wind für klares Wetter sorgte; ein Trugschluß, der auch heute noch in der Bevölkerung anzutreffen ist. Hier wurde, wie später noch gezeigt wird, Ursache und Wirkung vertauscht, wenngleich die Mittenwalder Nebelarmut im Herbst und Winter auch auf das stark ausgeprägte Talwindssystem und nicht alleine auf die Höhenlage des Ortes zurückzuführen ist. Da auch bei Temperaturen von weit unter 0°C Miniföhn vorkommen kann, kann dieser durchaus auch als kalt empfunden werden, wenngleich die Strömung zu einem Temperaturanstieg führt.

Noch etwas älter als die Goethe-Aufzeichnung ist folgende Witterungsbeschreibung, nachzulesen in der Chronik von Mittenwald (z.B. Ausgabe von 1936, Seite 73):

*"... In den Monaten November und Dezember 1762 und den ganzen Januar 1763 war beständig schönes und helles Wetter, die Molten<sup>3</sup> staubten wie im höchsten Sommer, und immer wehte der gute Sommerwind, die Nächte aber waren grimmig kalt und die Erde drei Schuh tief gefroren ... In Bayern lag beständiger Nebel und von München bis zum Kesselberg konnte man mit Schlitten fahren. In der Gegend von Mittenwald war alles aper ..."*

Hier wurde offensichtlich eine winterliche Hochdrucklage mit häufiger Miniföhnaktivität beschrieben. In diesen Fällen kann es vorkommen, daß am Alpennordrand oder sogar in den benachbarten Isartalregionen eine geschlossene Schneedecke liegt, während Mittenwald bedingt durch den lokalen Föhneffekt schneefrei ist.

Beide Notizen beschreiben typische Elemente einer Miniföhnsituation (klares Wetter, frühe Tageszeit, starker Wind). Die jeweils als kalt empfundenen Temperaturen sind dazu nicht unbedingt ein Widerspruch, da Miniföhn durchaus bei für die Jahreszeit zu niedrigen Temperaturen auftreten kann und somit (aus bioklimatischer Sicht) als kalt einzustufen ist.

Zum Abschluß der historischen Betrachtungen sei noch eine der alten Mittenwalder Wetterregeln genannt, die heutzutage fast in Vergessenheit geraten sind:

*"Ab Jakobi (25. Juli) muß der untere Wind von drei Uhr nachmittags gehen, damit das Wetter schön bleibt."*

Mit dieser Regel kommt vielleicht die Erfahrung zum Ausdruck, daß der Taleinwind im Isartal am stärksten im Hoch- und Spätsommer ausgeprägt ist.

---

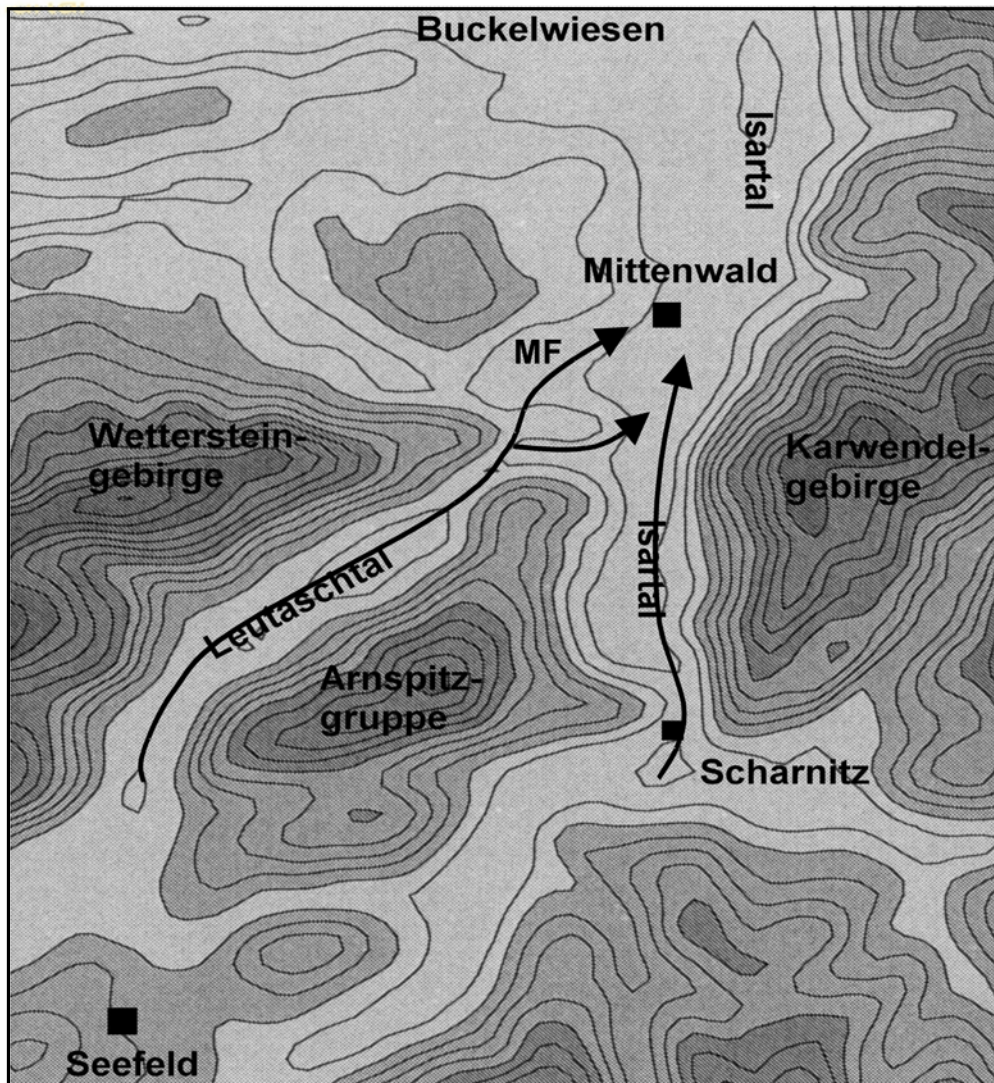
<sup>3</sup> Damit sind Maulwurfshügel gemeint.

## 1.5 Zur Gliederung der Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die Dynamik und Thermodynamik der lokalen Windsysteme im oberen Isartal zu untersuchen. Die Dissertation gliedert sich wie folgt. In Kapitel 2 ist eine kurze Vorschau über die Meßkampagnen sowie über die verwendeten numerischen Simulationen zusammengestellt. Die Resultate der ersten Meßkampagne werden im 3. Kapitel präsentiert. Die Aufgabe dieser Kampagne war es, Meßdaten über die Miniföhnströmung in Mittenwald zu gewinnen. Das 4. Kapitel befaßt sich mit dem zweiten Feldexperiment, welches das Ziel verfolgte, die Struktur des Windfeldes im Leutaschtal, dem Ursprungsgebiet der Miniföhnströmung, zu erfassen. Die dritte Meßkampagne ging der Frage nach, inwieweit sich die lokalen Föhnwinde nördlich von Mittenwald bodennah bemerkbar machen. Die Ergebnisse dieser Untersuchung werden in Kapitel 5 vorgestellt. Das anschließende Kapitel befaßt sich mit dem lokalen Paßwindssystem am Walchensee und dem Verhalten des dortigen Bodenwindfeldes bei hochreichendem Föhn, wobei ebenfalls mittels zweier Feldexperimente Meßdaten gewonnen wurden. Auch das Talwindssystem im benachbarten mittleren Isartal wird einer näheren Betrachtung unterzogen. Kapitel 7 beschreibt einige klimatologische und dynamische Aspekte des Miniföhns und auch des hochreichenden Föhns im oberen Isartal. Die klimatologischen Aspekte werden im 8. Kapitel einer näheren statistischen Betrachtung unterzogen, wobei das Hauptaugenmerk auf die quantitative Analyse der Föhnhäufigkeit in Abhängigkeit von der Großwetterlage gelegt wird. Hinzu kommen Bestimmungen der Häufigkeitsverteilung und der Persistenz der Föhnereignisse sowie die Anwendung der Methode der empirischen Orthogonalfunktionen auf einige Meßdaten der Kampagnen. Kapitel 9 stellt eine neue Regressionsmethode der Temperaturmittelwertbildung vor, die auf die Meßreihe der ersten Feldkampagne angewendet wird. Kapitel 10 faßt die wichtigsten Ergebnisse der vorliegenden Dissertation zusammen.

## 2. Vorschau zu den experimentellen und numerischen Arbeiten

Wie in der Einleitung bereits erwähnt, fanden zur Untersuchung der lokalen Windsysteme im oberen Isartal zwischen 2000 und 2002 zeitlich versetzt mehrere Meßkampagnen statt, die in Tab. 2.1 nochmal tabellarisch aufgeführt sind. Drei Kampagnen untersuchten die föhnartige Talwindströmung im oberen Isartal bei Mittenwald sowie im angrenzenden Leutaschtal. Abb. 2.1 veranschaulicht grob das Strömungsmuster dieses Windsystems. Die eigentliche Miniföhnströmung entspricht dem Strömungsast mit der Markierung „MF“.



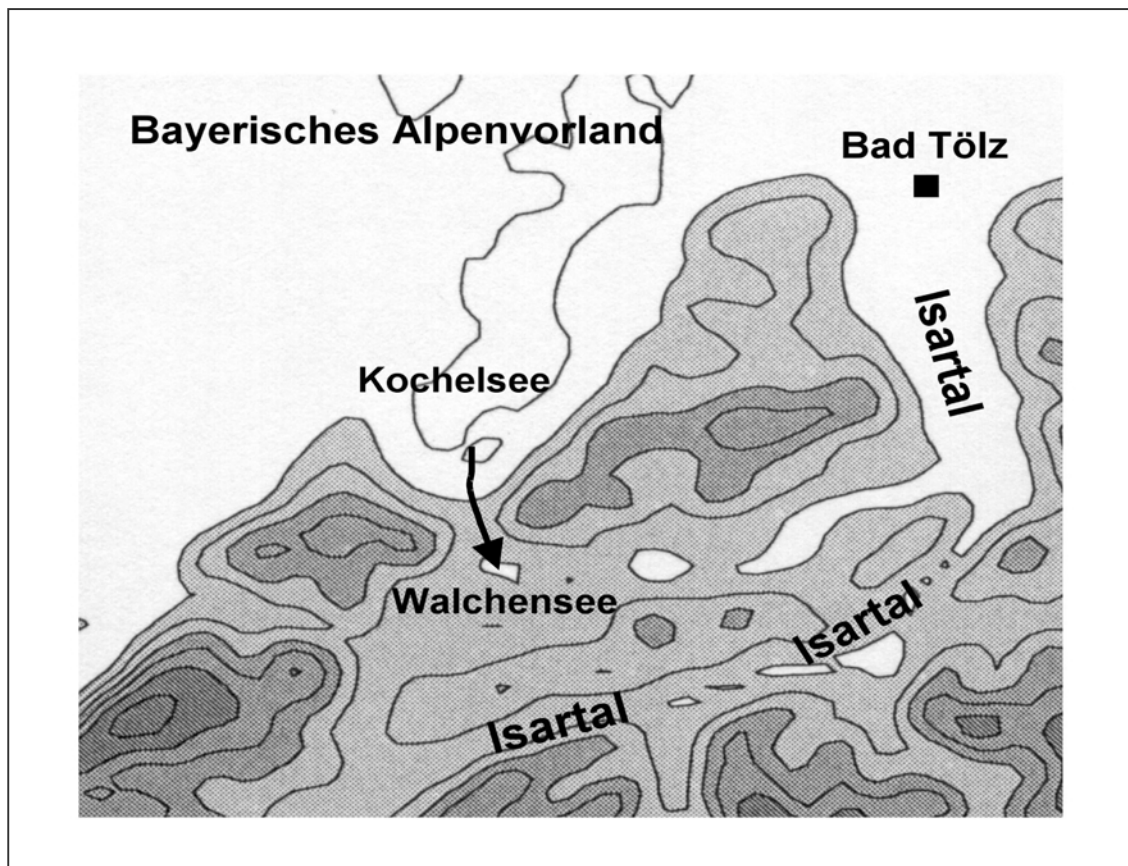
**Abb. 2.1:** Grobskizze der Miniföhnströmung (mit „MF“ gekennzeichnet). Die Strömung fließt entlang des Leutaschtales über einen Mittelgebirgsrücken (nordöstlicher Eckpunkt des Wettersteingebirges) nach Mittenwald. Zwei weitere Strömungsäste der nächtlichen Talwindströmung sind ebenfalls eingezeichnet.

Während der Meßkampagnen waren automatisch arbeitende Meßstationen in Betrieb, die mit einer zeitlichen Auflösung von 2 Minuten Temperatur, Feuchttemperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit sowie Luftdruck maßen. Zusätzlich wurden vom Autor nächtliche Autofahrten im oberen Isartal und im Leutaschtal unternommen.



Ergänzt wurden die Messungen durch numerische Simulationen mit dem nicht-hydrostatischen MM5-Modell, die zusammen mit G. Zängl durchgeführt wurden. Es wurden sowohl idealisierte als auch realistische Simulationen gerechnet, um einerseits einen tieferen Einblick in die Dynamik und Thermodynamik des Miniföhns zu gewinnen, andererseits sollte geprüft werden, inwieweit die Simulationsergebnisse mit den Messungen übereinstimmen. In den Simulationsarten wurde einer realistische Topographie verwendet, während die großräumige Anströmung im Modell entweder idealisiert bzw. realistisch war. Die für die Miniföhnsimulationen benutzte Modellkonfiguration verwendet sechs interaktiv genestete Modellgebiete, wobei das innerste Gebiet eine horizontale Auflösung von 200 m aufweist und dem Viereck entspricht, das in Abb. 1.3 eingezeichnet ist. Domain 5 (das zweitinnerste Integrationsgebiet) entspricht dem kompletten in Abb. 1.3. gezeigten Ausschnitt. Details zu den numerischen Simulationen können im Anhang nachgelesen werden.

Zwei weitere Meßkampagnen (2002/2003) beschäftigten sich mit der Paßwindströmung am Walchensee (ca. 20 km nördlich von Mittenwald, siehe Abb. 2.2) und den Eigenschaften des Talwindsystems im mittleren und unteren Isartal. Hierfür kamen überwiegend Windwegschreiber zum Einsatz, die mit einer zeitlichen Auflösung von 1 Stunde Daten zu Windrichtung und Windgeschwindigkeit lieferten. Auch hier wurden die Messungen durch Beobachtungsfahrten und numerische Simulationen mit dem MM5-Modell komplettiert.



**Abb. 2.2:** Die Walchenseeregion und das mittlere und nördliche Isartal. Der Pfeil markiert die Paßwindströmung, die tagsüber vom Alpennordrand ins Becken des Walchensees und nachts in umgekehrter Richtung fließt. Das mittlere Isartal verläuft südlich bzw. südöstlich des Walchensees in Südwest-Nordost-Richtung und biegt östlich des Walchensees in das untere Isartal um, das bei Bad Tölz endet.

Tab. 2.1 faßt nochmal die fünf Meßkampagnen in kurzer Form zusammen. Nähere Details können den entsprechenden Kapiteln entnommen werden.

<b>Meßkampagnen Miniföhn</b>	<b>Zeitraum</b>	<b>Region</b>
<p><b>1. Kampagne</b></p> <p><b>Ziel:</b> Erfassung von meteorologischen Daten der nächtlichen lokalen Föhnströmung zwischen Mittenwald und dem Ederkanzel-Berggrücken</p> <p><b>Meßstationen:</b> südwestlicher Ortsrand Mittenwalds, Ederkanzel, zusätzlich Daten der DWD-Windmeßstation Mittenwald</p> <p><b>Meßgrößen:</b> Temperatur, Feuchttemperatur, Wind, Luftdruck (zeitliche Auflösung 2 Minuten)</p>	Sep. 2000 - Juli 2001	Isartal bei Mittenwald, Ederkanzel
<p><b>2. Kampagne</b></p> <p><b>Ziel:</b> Untersuchung der Bodenfelder von Wind und Temperatur entlang des Leutaschtales bei Miniföhn</p> <p><b>Meßstationen:</b> vier Stationen im Leutaschtal (Schanz, Burggraben, Lochlehn, Ahrn), zusätzlich Daten der ZAMG-Station Seefeld</p> <p><b>Meßgrößen:</b> Temperatur, Feuchttemperatur, Wind, Luftdruck (zeitliche Auflösung 2 Minuten)</p>	Okt. 2001 - Dez. 2001	gesamtes Leutaschtal
<p><b>3. Kampagne</b></p> <p><b>Ziel:</b> Untersuchung der bodennahen Felder von Wind und Temperatur nördlich von Mittenwald (Buckelwiesenplateau und Krün) bei Miniföhn und hochreichendem Föhn</p> <p><b>Meßstationen:</b> Buckelwiesenplateau (höchster Punkt des Plateaus), Krün</p> <p><b>Meßgrößen:</b> Temperatur, Feuchttemperatur, Wind, Luftdruck (zeitliche Auflösung 2 Minuten) an der Buckelwiesen-Station; nur Winddaten (zeitliche Auflösung 1 Stunde) an der Station Krün</p>	Jun. 2002 - Nov. 2002	Buckelwiesen, Krün

<b>Meßkampagnen Walchensee</b>	<b>Zeitraum</b>	<b>Region</b>
<p><b>1. Kampagne</b></p> <p><b>Ziel:</b> Messung der Paßwindströmung am Kesselbergpaß</p> <p><b>Meßstation:</b> Urfeld, direkt am Nordwestufer des Walchensees</p> <p><b>Meßgrößen:</b> Temperatur, Feuchttemperatur, Wind, Luftdruck (zeitliche Auflösung 2 Minuten)</p>	Nov. 2001 - Dez. 2001	Walchensee
<p><b>2. Kampagne</b></p> <p><b>Ziel:</b> Messung der Paßwindströmung direkt am Paß, Untersuchung der Talwindsystems im mittleren und unteren Isartal, Messungen des Bodenwindfeldes in der Walchen- und Kochelseeregion sowie im mittleren Isartal</p> <p><b>Meßstationen:</b> Kesselbergpaß, Kochelsee, mittleres Isartal (westlich Vorderriß, Isar-Geschiebedamm, Rißtalmündung), nördliches Isartal (Bad Tölz, Lenggries, Schönberg)</p> <p><b>Meßgröße:</b> Wind (zeitliche Auflösung 1 Stunde)</p>	Mai 2002 - Mai 2003	Walchensee, Kochelsee, mittleres und unteres Isartal

**Tab. 2.1:** Überblick über die Meßkampagnen zur Untersuchung der lokalen Windsysteme im oberen Isartal und Leutaschtal sowie in der Walchensee/Kochelsee-Region.

## 3. Die erste Meßkampagne 2000/2001 (Isar- und Leutaschtal)

### 3.1 Vorbemerkungen

Um Daten über die in Mittenwald auftretende lokale Föhnströmung zu gewinnen, wurden Ende September 2000 zwei automatisch arbeitende Meßstationen am Südwestrand von Mittenwald und auf einem 1180 m hohen bewaldeten Bergrücken, ca. 1 km südwestlich von Mittenwald, errichtet (nahe der Ederkancel-Hütte, siehe Abb. 3.1). Während die Ederkancel-Station Mitte November wieder abgebaut wurde, blieb die Mittenwald-Station bis Mitte Juli 2001 in Betrieb. Die Stationen registrierten Trocken- und Feuchttemperatur (2 m über Grund), Windgeschwindigkeit und -richtung (ca. 3,5 m über Grund) sowie den Luftdruck, wobei die Daten über ein Intervall von 2 Minuten gemittelt wurden. Eine komplette Darstellung der Zeitreihen dieser Daten findet sich in der Datensammlung von Hornsteiner (2002a).

Für die Entscheidung, ob Miniföhn oder hochreichender Föhn weht, werden folgende Kriterien eingeführt, die für die Mittenwalder Meßstation am südwestlichen Ortsrand gelten:

Als Miniföhn wird eine Strömung dann bezeichnet, wenn

1. die 2-Minuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit 30 Minuten lang  $1 \text{ ms}^{-1}$  erreichen oder überschreiten, jedoch unter  $4 \text{ ms}^{-1}$  verbleiben,
  2. der Bodenwind aus südwestlicher Richtung weht (Sektor  $180^\circ - 270^\circ$ ),
  3. die Lufttemperatur während des Zeitraums der Strömung um mindestens 1 Grad ansteigt,
  4. die Bergstationen Zugspitze und Patscherkofel entweder nur schwache bis mäßige Winde aus Südost bis Südwest ( $< 15 \text{ ms}^{-1}$ ) oder andere Windrichtungen beliebiger Stärke melden.
- Als Ende der Miniföhnperiode wird derjenige Zeitpunkt festgelegt, an dem letztmals die Windgeschwindigkeit  $1 \text{ ms}^{-1}$  erreicht oder überschritten wird, sofern in den darauffolgenden 30 Minuten die Windgeschwindigkeit unter  $1 \text{ ms}^{-1}$  verbleibt.

Als hochreichender Föhn wird eine Strömung dann klassifiziert, wenn

1. die 2-Minuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit 30 Minuten lang  $4 \text{ ms}^{-1}$  überschreiten,
2. die Bergstationen Zugspitze und Patscherkofel starke Winde aus Südost bis Südwest melden ( $> 15 \text{ ms}^{-1}$ ),
3. die Lufttemperatur während des Zeitraums der Strömung um mindestens 5 Grad ansteigt.

Auf ein Bodenwindkriterium wird beim hochreichenden Föhn verzichtet, da im Bereich der Meßstelle die Bodenwindrichtungen bei hohen Geschwindigkeiten sehr variabel sein können (vermutlich bedingt durch umliegende Hindernisse wie Bäume und Häuser). Als Ende der Föhnperiode wird derjenige Zeitpunkt festgelegt, an dem letztmals die Windgeschwindigkeit  $3 \text{ ms}^{-1}$  erreicht oder überschritten wird, sofern in den darauffolgenden 30 Minuten die Windgeschwindigkeit unter  $3 \text{ ms}^{-1}$  verbleibt.

Für die Ederkancel-Station gelten folgende Kriterien:

Als Miniföhn wird eine Strömung dann bezeichnet, wenn

1. die 2-Minuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit 30 min. lang  $3 \text{ ms}^{-1}$  erreichen oder überschreiten, jedoch unter  $7 \text{ ms}^{-1}$  verbleiben,
  2. der Bodenwind aus dem Sektor  $180^\circ$  bis  $220^\circ$  weht,
  3. die relative Luftfeuchtigkeit nachts über 80% liegt (als Nachtzeit wird der Zeitraum 30 min. nach Sonnenuntergang bis 30 min. vor Sonnenaufgang festgelegt).
  4. die Bergstationen Zugspitze und Patscherkofel entweder nur schwache bis mäßige Winde aus Südost bis Südwest ( $< 15 \text{ ms}^{-1}$ ) oder andere Windrichtungen beliebiger Stärke melden.
- Als Ende der Miniföhnperiode wird derjenige Zeitpunkt festgelegt, an dem letztmals die Windgeschwindigkeit  $2 \text{ ms}^{-1}$  erreicht oder überschritten wird, sofern in den darauffolgenden 30 Minuten die Windgeschwindigkeit unter  $2 \text{ ms}^{-1}$  verbleibt.



Als hochreichender Föhn wird eine Strömung dann klassifiziert, wenn an der Ederkancel

1. die 2-Minuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit 30 min. lang  $7 \text{ ms}^{-1}$  erreichen oder überschreiten,
2. der Bodenwind aus dem Sektor  $180^\circ$  bis  $220^\circ$  weht,
3. die Temperatur während der Föhnperiode um mindestens 5 Grad ansteigt.
4. die Bergstationen Zugspitze und Patscherkofel starke Winde aus Südost bis Südwest melden ( $> 15 \text{ ms}^{-1}$ ).

Als Ende der Föhnperiode wird derjenige Zeitpunkt festgelegt, an dem letztmals die Windgeschwindigkeit  $3 \text{ ms}^{-1}$  erreicht oder überschritten wird, sofern in den darauffolgenden 30 Minuten die Windgeschwindigkeit unter  $3 \text{ ms}^{-1}$  verbleibt.

Für die Stationen im Leutaschtal wurden folgende Kriterien festgelegt:

Als Miniföhn wird eine Strömung dann bezeichnet, wenn

1. die 2-Minuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit 30 min. lang  $2 \text{ ms}^{-1}$  erreichen oder überschreiten, jedoch unter  $5 \text{ ms}^{-1}$  verbleiben,
2. der Bodenwind aus dem Sektor  $180^\circ$  bis  $220^\circ$  weht.

Als Ende der Miniföhnperiode wird derjenige Zeitpunkt festgelegt, an dem letztmals die Windgeschwindigkeit  $2 \text{ ms}^{-1}$  erreicht oder überschritten wird, sofern in den darauffolgenden 30 Minuten die Windgeschwindigkeit unter  $2 \text{ ms}^{-1}$  verbleibt.

Als hochreichender Föhn wird eine Strömung dann klassifiziert, wenn

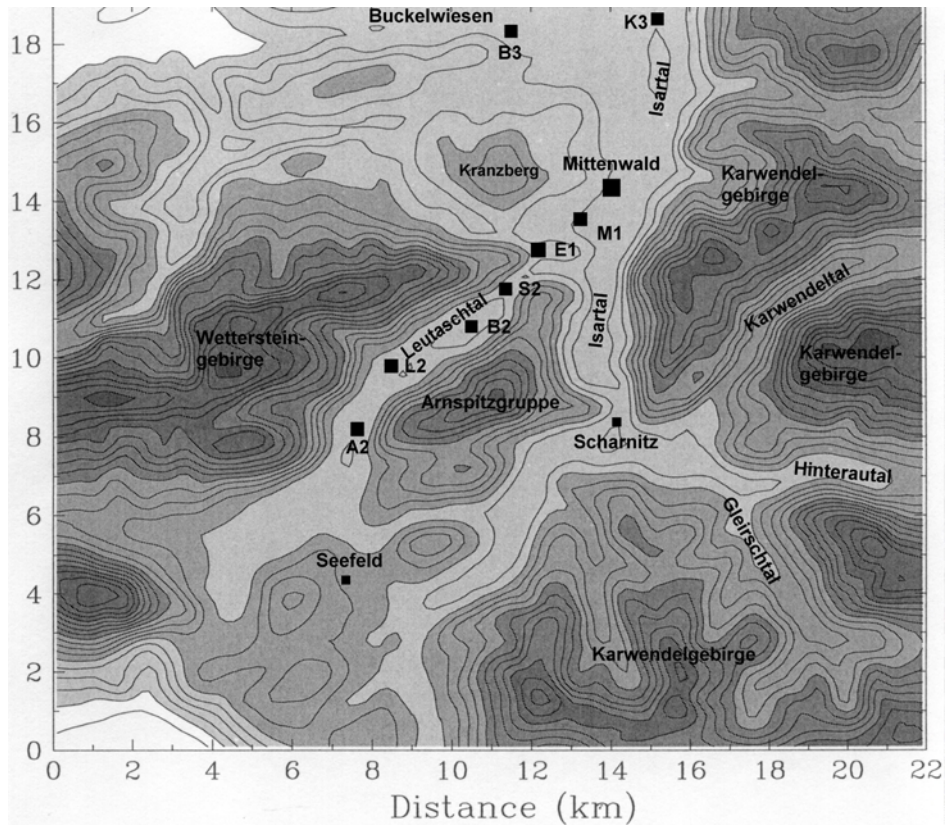
1. die 2-Minuten-Mittelwerte der Windgeschwindigkeit 30 min. lang  $5 \text{ ms}^{-1}$  erreichen oder überschreiten,
2. der Bodenwind aus dem Sektor  $180^\circ$  bis  $220^\circ$  weht,
3. die Temperatur während der Föhnperiode um mindestens 5 Grad ansteigt.

Als Ende der Föhnperiode wird derjenige Zeitpunkt festgelegt, an dem letztmals die Windgeschwindigkeit  $3 \text{ ms}^{-1}$  erreicht oder überschritten wird, sofern in den darauffolgenden 30 Minuten die Windgeschwindigkeit unter  $3 \text{ ms}^{-1}$  verbleibt. Zusätzlich gelten die gleichen Bergstationskriterien wie bei den Stationen Mittenwald und Ederkancel.

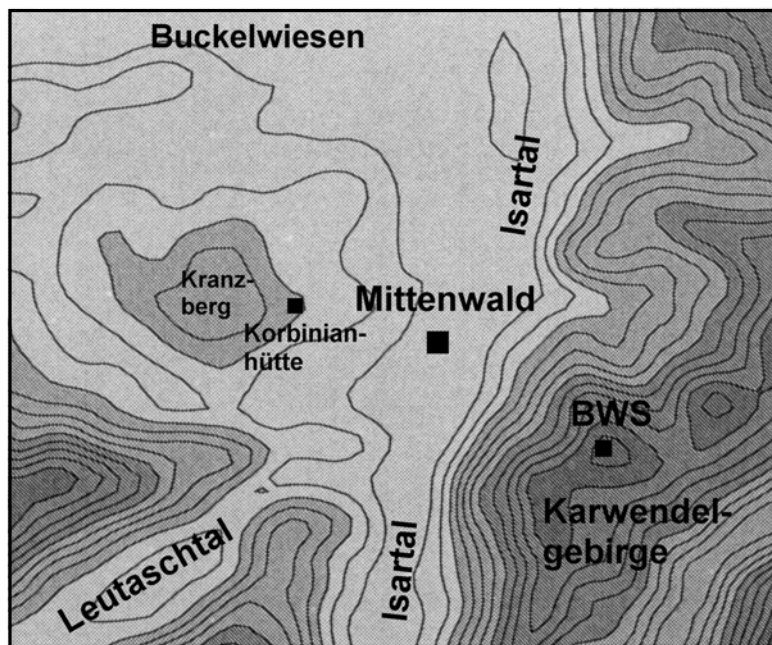
Zur leichteren Orientierung wird im folgenden die Topographie der Mittenwalder Umgebung kurz beschrieben:

Mittenwald, 20 km südlich des Alpennordrands gelegen (siehe Abb. 3.1), liegt im meridional verlaufenden oberen Isartal, das an seinem Beginn bei Scharnitz eine markante Talenge aufweist. Nördlich von Scharnitz verbreitert sich die Talsohle bis auf mehrere Kilometer bei Mittenwald. Nordwestlich des Ortes schließt sich das Buckelwiesen-Plateau (1000 m) an. Die östliche Begrenzung des Isartales bildet das Karwendelgebirge mit einer Kammhöhe von ca. 2400 m. Die westliche Begrenzung markiert ein mittelgebirgsähnlicher Höhenzug, während sich südwestlich von Mittenwald das Wettersteingebirge erstreckt. Die westliche Begrenzung des südlichsten Isartales bildet die Arnspitzgruppe mit der 2196 m hohen Arnspitze als Kulminationspunkt. Zwischen der Arnspitzgruppe und dem Wettersteinhauptkamm verläuft in SW-NO-Richtung das ca. 15 km lange Leutaschtal, beginnend am Seefelder Plateau (1180 m). Ausgeprägte Talengen gibt es im Leutaschtal bei Ahrn sowie am nördlichen Talabschluß südöstlich der Ederkancel-Hütte (Abb. 3.1). Die Talhöhe senkt sich von 1100 m am südlichen Talende auf 1010 m im nördlichen Leutaschtal. An der Ostflanke des Ederkancel-Bergrückens mündet das Leutaschtal in das 100 m niedriger gelegene Isartal.

Die Datenregistrierung der Meßstationen wurde durch Temperaturmessungen entlang des Leutasch- und südlichsten Isartales sowie durch Messungen in dem (namenlosen) Tal zwischen Scharnitz und Seefeld durchgeführt. Diese Temperaturmessungen erfolgten während nächtlicher Autofahrten im Abstand von einigen Kilometern, zusätzlich wurden nachts im südlichen Ortsgebiet von Mittenwald im Abstand von wenigen hundert Metern Temperaturmessungen durchgeführt. An der Korbinianhütte (1200 m) und auf dem Kranzberg (1400 m, siehe Abb. 3.2) sind an Masten Fahnen angebracht, die von Mittenwald aus sichtbar sind und zur Abschätzung der Windverhältnisse in ca. 300 m bzw. 500 m über Grund herangezogen wurden.



**Abb. 3.1:** Das obere Isartal bei Mittenwald und das Leutaschtal in Tirol. Die Topographiekarte wurde mit dem MM5-Modell erstellt. Der Isohypsenabstand beträgt 100 m, die horizontale Auflösung ist 200 m und die Auflösung der Topographiedaten beträgt 1" (gleiches gilt für Abb. 3.2). Die Abkürzungen für die Meßstationen bedeuten: E1 (Ederkanzel), M1 (Mittenwald); S2 (Schanz), B2 (Burggraben), L2 (Lochlehn), A2 (Ahrn); B3 (Buckelwiesen), K3 (Krün). Die Ziffern beziehen sich auf die jeweilige Kampagne an (1., 2. bzw. 3. Meßkampagne).

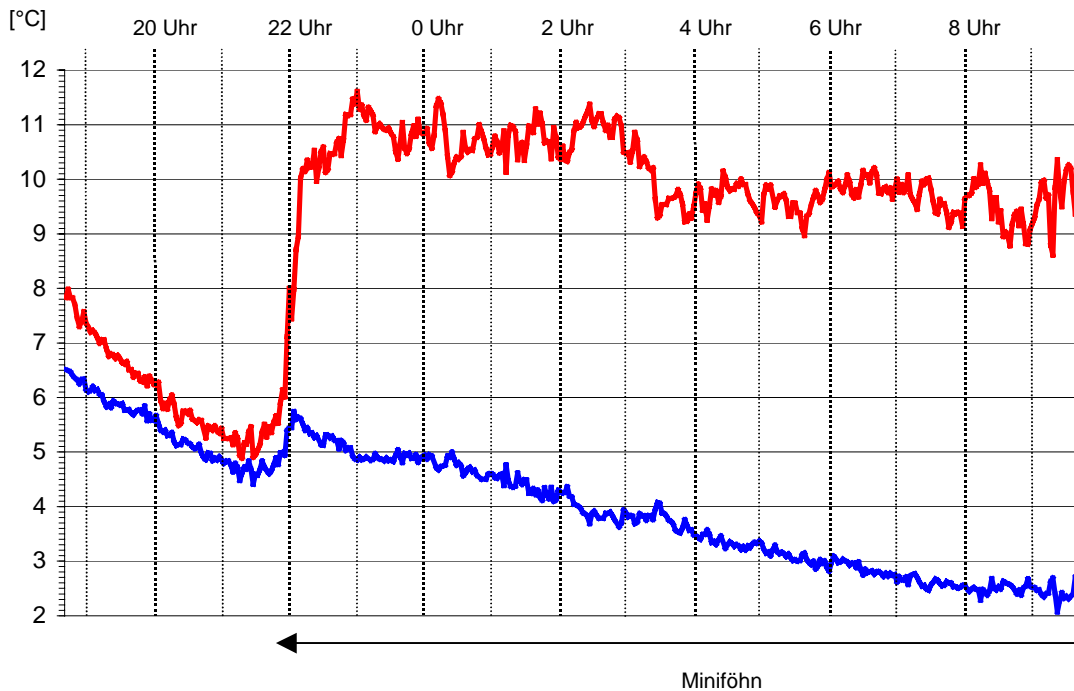


**Abb. 3.2:** Die unmittelbare Umgebung von Mittenwald. Die Abkürzung „BWS“ kennzeichnet den Standort der automatisch arbeitenden Bergwetterstation auf dem Karwendelgebirge in 2370 m Höhe. Diese Station wird vom Lawinenwarndienst operationell betrieben.

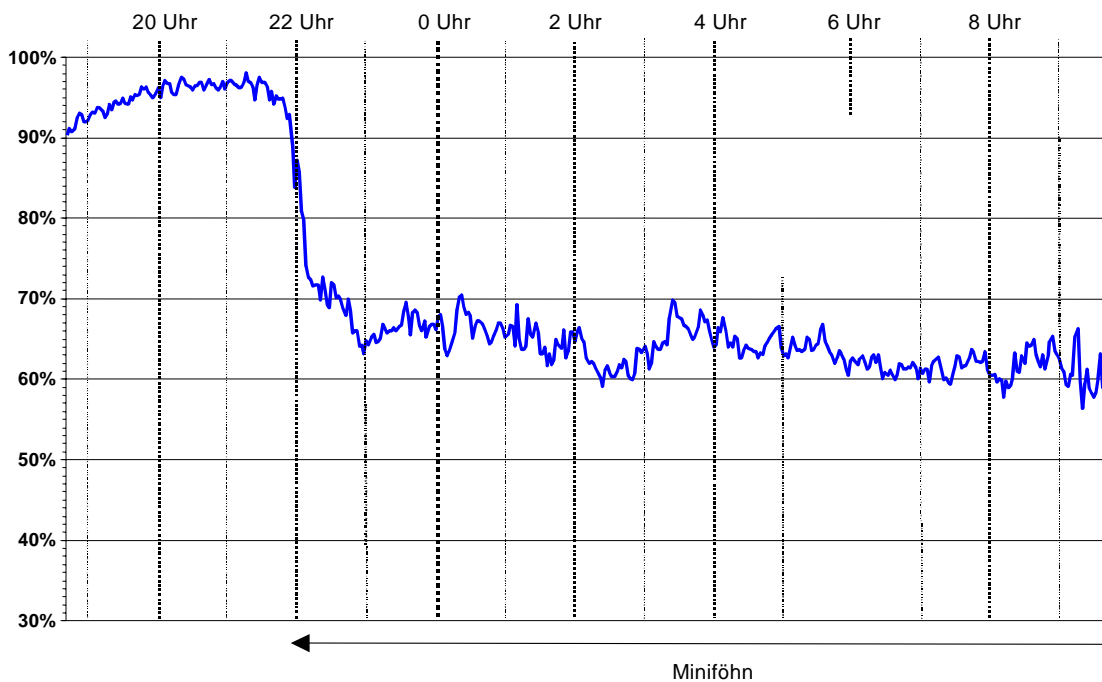
## 3. 2 Die Meßreihen der Stationen Mittenwald und Ederkancel

### 3. 2. 1 Die Meßreihe der Station Mittenwald

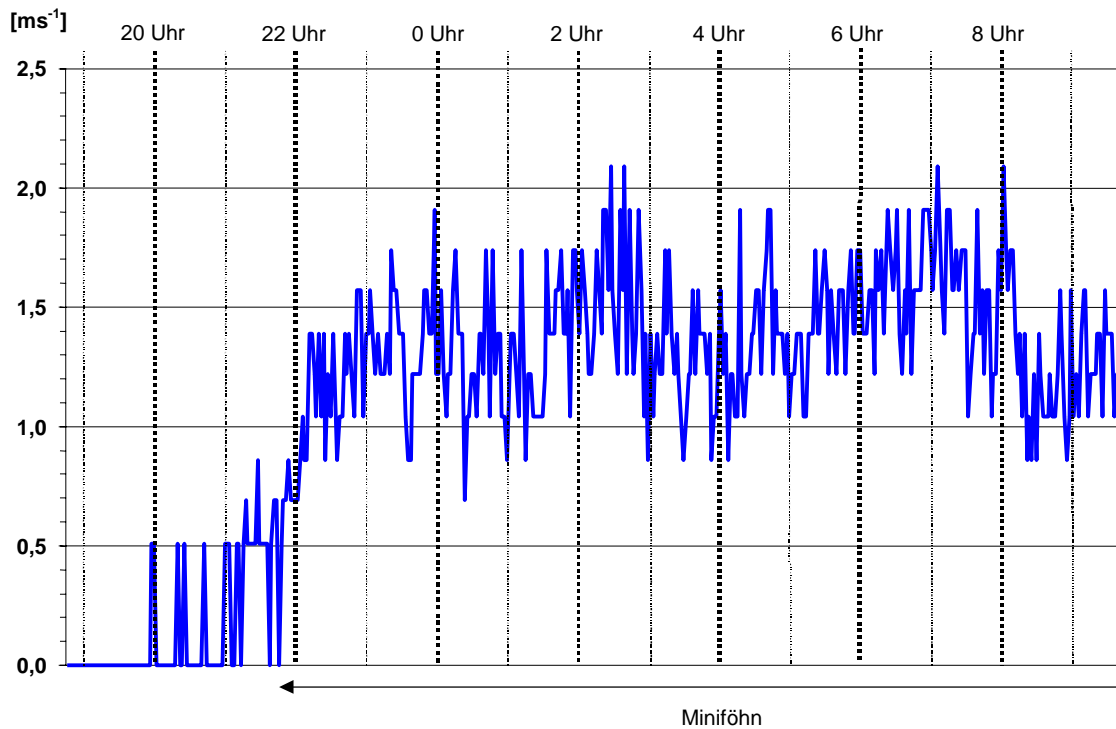
Die Meßstation Mittenwald befand sich am südwestlichen Ortsrand und war vom 27.9.2000 bis 18.7.2001 in Betrieb. Während dieser Zeit wurde 93mal Miniföhn und 45mal hochreichender Föhn registriert. Die folgenden Beispiele zeigt das typische Verhalten von Temperatur, Taupunkt, relativer Feuchte und Wind zu Beginn und während einer Miniföhnperiode.



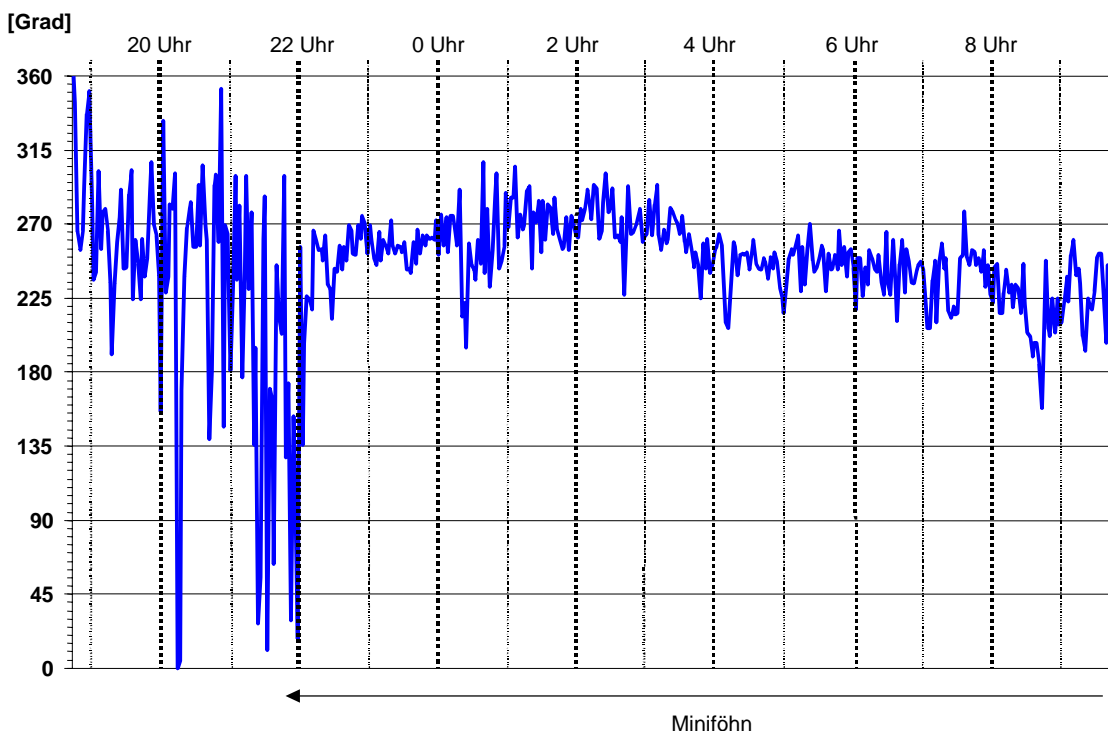
**Abb. 3.3:** Zeitlicher Verlauf von Temperatur und Taupunkt in Mittenwald in der Nacht vom 22. zum 23.10.2000. Der Miniföhn setzte am 22.10. abends kurz vor 22 Uhr ein.



**Abb. 3.4:** Zeitlicher Verlauf der relativen Luftfeuchtigkeit in Mittenwald (22./23.10.2000).



**Abb. 3.5:** Zeitlicher Verlauf der Windgeschwindigkeit in Mittenwald (22./23.10.2000).

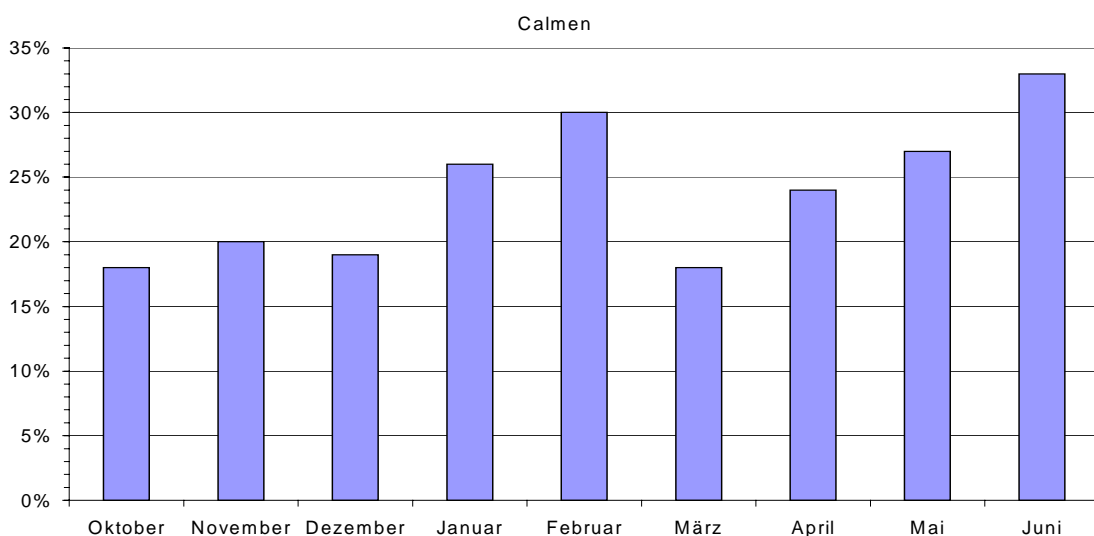


**Abb. 3.6:** Zeitlicher Verlauf der Windrichtung in Mittenwald (22./23.10.2000).

Die Wetterlage während des Zeitraums vom 20.10. bis 28.10.2000 war gekennzeichnet von einem umfangreichen Hochdruckgebiet mit Zentrum über der westlichen Ukraine. Der Alpenraum befand sich an der Südwestflanke des Hochs, wobei die Druckverteilung in diesem Gebiet relativ gradientschwach war. Abb. 3.3 zeigt sehr deutlich das Einsetzen der Miniföhnströmung am Abend des 22.10.2000 kurz vor 22 Uhr: die Temperatur stieg binnen weniger

Minuten von 6°C auf 10°C (insgesamt stieg die Temperatur innerhalb von eineinhalb Stunden um 7 Grad an). Dagegen fiel das Taupunktssignal deutlich schwächer aus; der bereits vor Miniföhnbeginn vorhandene Abwärtstrend wurde nur kurzzeitig durch einen Taupunktanstieg um 1 Grad bei Miniföhndurchbruch unterbrochen. Bedingt durch den starken Temperaturanstieg fiel die relative Luftfeuchtigkeit mit Einsetzen der Föhnströmung innerhalb weniger Minuten von ca. 95% auf Werte um 65% und überschritt während der klaren Nacht auch nicht mehr die 70%-Marke (Abb. 3.4). Zwar verursachten die umgebenden Hindernisse Wirbel, die die Windrichtungsmessung teilweise beeinträchtigten. Dennoch kann aus Abb. 3.5 und 3.6 das Windrichtungssignal deutlich herausgelesen werden. Mit Föhndurchbruch drehte der Wind von Nord auf Südwest und behielt seine Richtung während der ganzen Nacht ohne nennenswerte Schwankungen bei.

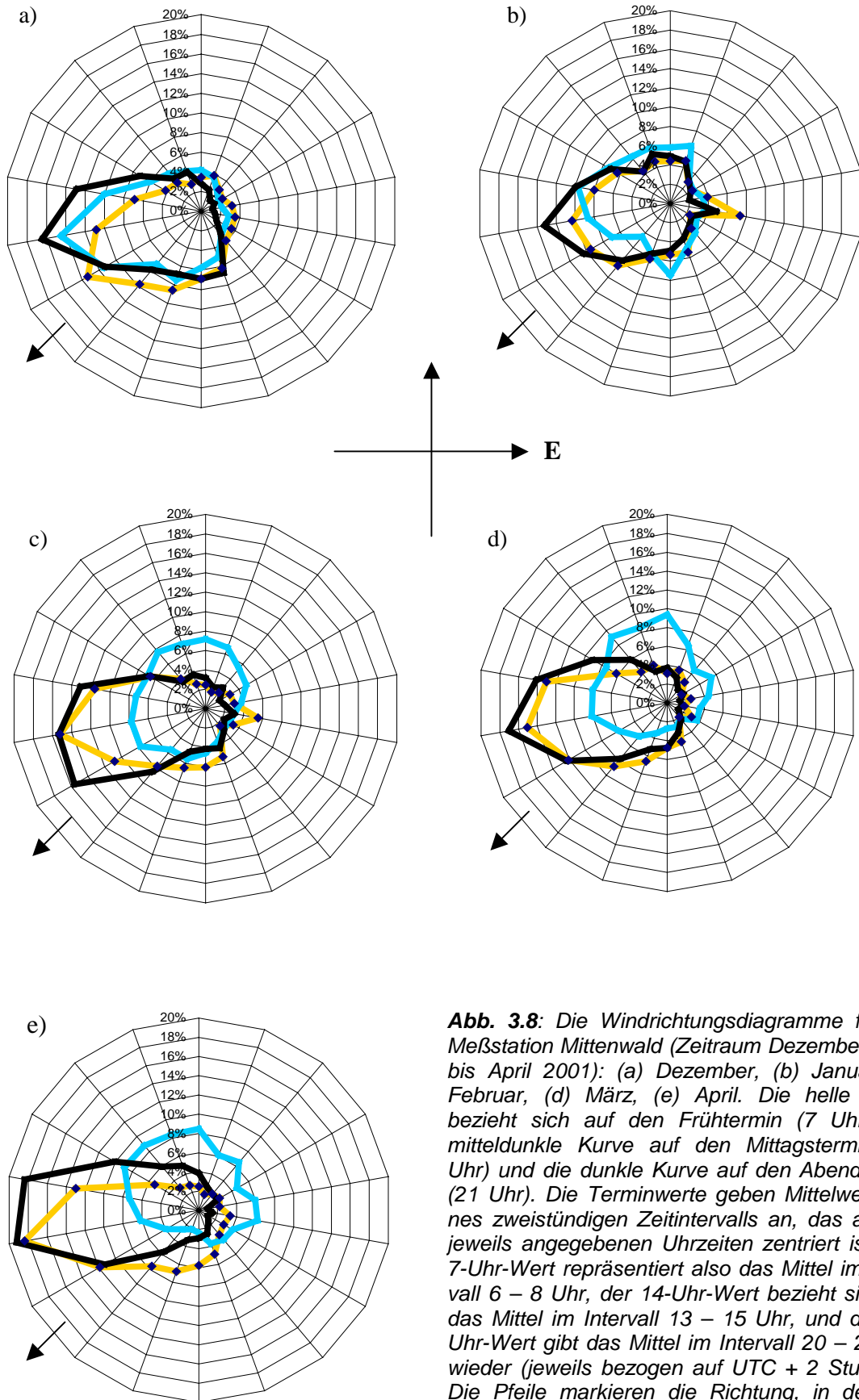
Die hohe Miniföhnhäufigkeit im Winter 2000/2001 spiegelt sich deutlich in den Windrichtungsdiagrammen für die Monate Dezember 2000 bis April 2001 wieder, siehe Abb. 3.8. In den einzelnen Diagrammen ist die Windrichtung für die Termine 7, 14 und 21 Uhr aufgetragen, wobei die Werte jeweils über ein zweistündiges Intervall gemittelt wurden (6 – 8 Uhr, 13 – 15 Uhr und 20 – 22 Uhr). Dabei zeigt sich, daß vor allem im Dezember an allen drei Terminen der Wind im Mittel aus westsüdwestlicher Richtung wehte, während andere Richtungen kaum eine Rolle spielten. Ähnlich war die Situation auch im Januar, während in den Folgemonaten lediglich zum Früh- und Abendtermin der Wind überwiegend aus WSW wehte. Zum Mittagstermin gab es keine deutlich erkennbare Bevorzugung einer Windrichtung, doch nahmen Nordwinde prozentual etwas zu, was auf die verstärkte Ausprägung des Taleinwindes (verglichen zum Hochwinter) zurückzuführen ist. Tendenziell nahm auch der Anteil der Calmen an der Gesamtzeit zu, und zwar von 18% im Oktober auf 33% im Juni (Abb. 3.7). Eine Ausnahme bildet der März, dessen Calmen-Anteil ähnlich niedrig war wie im Spätherbst/Hochwinter.



**Abb. 3.7:** Anteil der Calmen an der Gesamtzeit, bezogen auf die Monate Oktober 2000 bis Juni 2001.

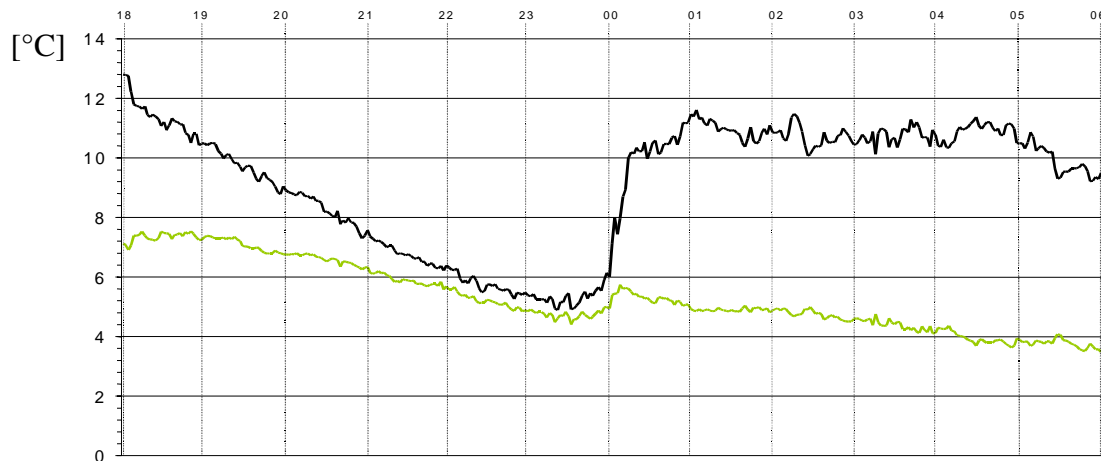
Da die Strömung im Bereich des Ederkancel-Bergrückens diffluent wird, ist die Westkomponente des Bodenwinds im südwestlichen Ortsgebiet von Mittenwald stärker als auf dem Bergrücken nahe der Ederkancel-Station. Daher weht der Wind unten im Tal bei Miniföhn nicht aus 205° (was der Richtung des Leutaschtales entsprechen würde), sondern üblicherweise aus ca. 240°. Messungen während der ersten Meßkampagne wie auch weitere Beobachtungen zeigten, daß vor dem Miniföhndurchbruch im Tal häufig ein leichter nördlicher Bodenwind einsetzt, der auf das Ortsgebiet von Mittenwald beschränkt ist und mit einem leichten Temperaturanstieg einhergeht, was auf vertikale Durchmischung zurückgeführt werden kann. In Analogie zum sog. „vorföhnigen Westwind“ in Innsbruck könnte man dieses Phänomen als „vorföhnigen Nordwind“ bezeichnen. Dabei muß jedoch beachtet werden, daß





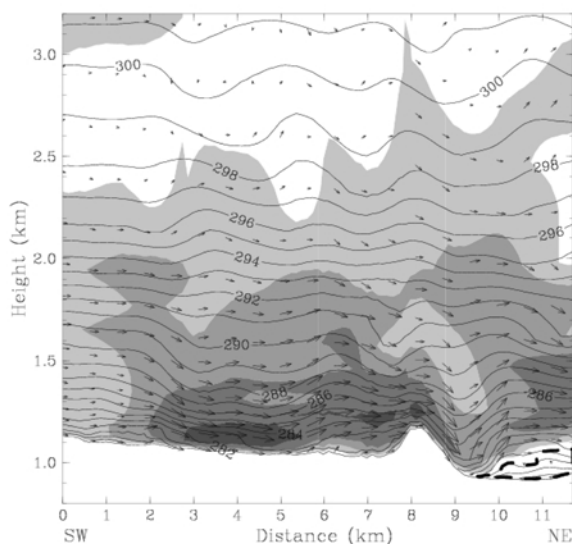
**Abb. 3.8:** Die Windrichtungsdiagramme für die Meßstation Mittenwald (Zeitraum Dezember 2000 bis April 2001): (a) Dezember, (b) Januar, (c) Februar, (d) März, (e) April. Die helle Kurve bezieht sich auf den Frühtermin (7 Uhr), die mitteldunkle Kurve auf den Mittagstermin (14 Uhr) und die dunkle Kurve auf den Abendtermin (21 Uhr). Die Terminwerte geben Mittelwerte eines zweistündigen Zeitintervalls an, das auf die jeweils angegebenen Uhrzeiten zentriert ist. Der 7-Uhr-Wert repräsentiert also das Mittel im Intervall 6 – 8 Uhr, der 14-Uhr-Wert bezieht sich auf das Mittel im Intervall 13 – 15 Uhr, und der 21-Uhr-Wert gibt das Mittel im Intervall 20 – 22 Uhr wieder (jeweils bezogen auf UTC + 2 Stunden). Die Pfeile markieren die Richtung, in der das Leutaschtal liegt.

die Gründe für beide vorföhnigen Winde unterschiedlicher Natur sind, denn die Ursache des vorföhnigen Westwindes im Raum Innsbruck liegt im wesentlichen in der Schwerewellenasymmetrie im Bereich der Wipptalmündung, die eine asymmetrische Druckstörung mit den niedrigeren Luftdruckwerten östlich von Innsbruck bewirkt (Zängl, 2003a). Abb. 3.11 illustriert ein Beispiel für den vorföhnigen Nordwind, der am Abend des 22.10.2000 zwischen 21 und 22 UTC einsetzte, während der eigentliche Miniföhn erst kurz nach Mitternacht ins Tal vordrang. Der Zeitpunkt des Miniföhnbeginns kann anhand der Winddrehung von Nord auf Südwest in Abb. 3.11a und des deutlichen Temperaturanstiegs (Abb. 3.9) abgelesen werden.

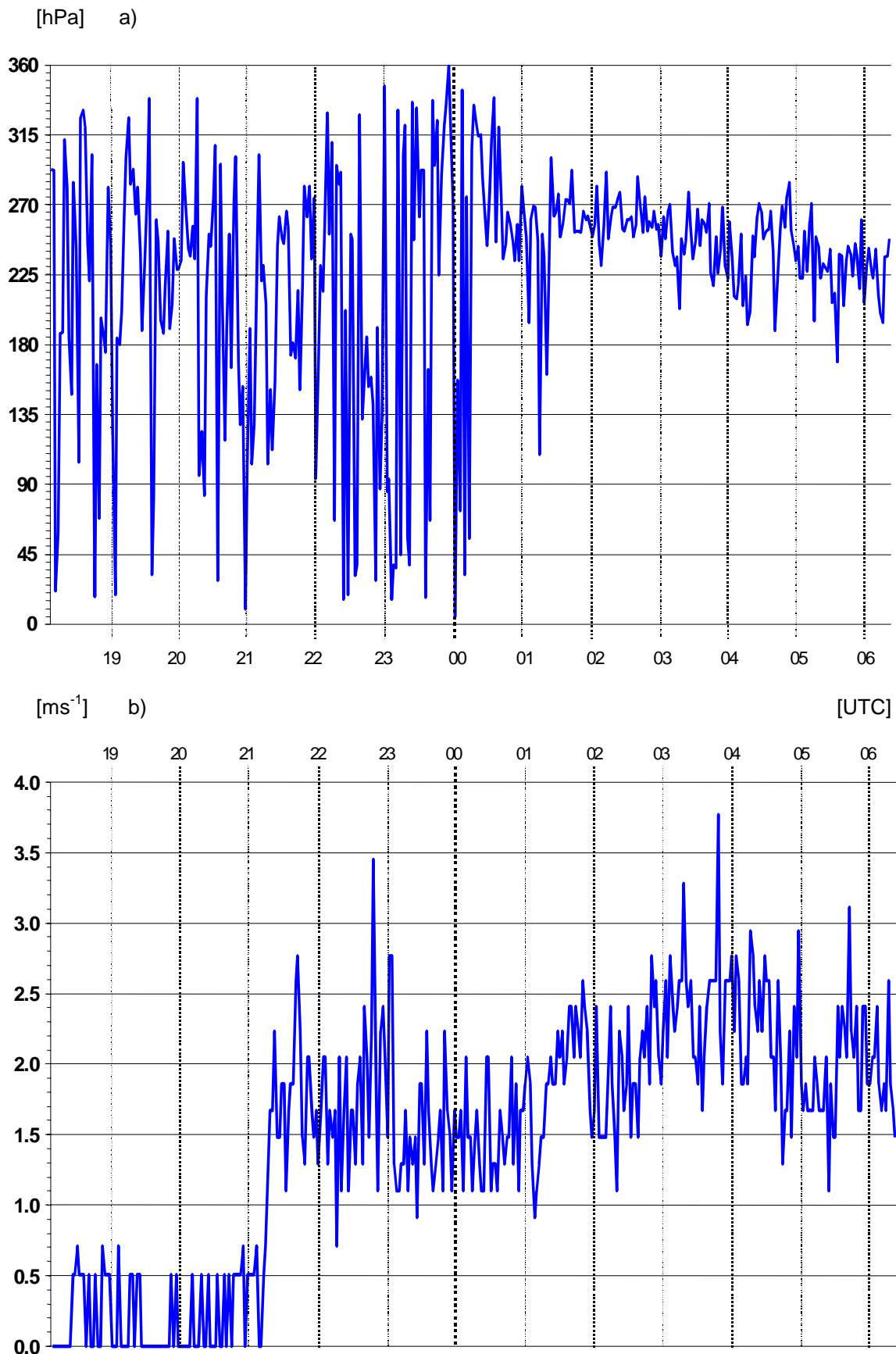


**Abb. 3.9:** Zeitliche Änderung von Temperatur und Taupunkt in Mittenwald in der Zeit vom 22. 10. (18 Uhr MESZ) bis 23.10.00 (6 Uhr MESZ).

Mit den numerischen Simulationen in Hornsteiner und Zängl (2004c) konnte mehr Einsicht in die zugrundeliegende Dynamik gewonnen werden. Hierfür wurde der Lauf für den Miniföhn vom 11.11.2001 herangezogen (Abb. 3.10). In dieser Simulation beschränkten kalte bodennahe Luftmassen im Isartal die Ausbreitung der Miniföhnströmung auf die südlichen Ortsteile Mittenwalds, allerdings zeigten Beobachtungen, daß der vorföhnige Nordwind auch ohne das Vorhandensein von Kaltluft im nördlichen Ortsgebiet Mittenwalds auftreten kann. Die Simulationen zeigen, daß im Lee des Ederkanzel-Bergrückens ein Absinken der Isentropen erfolgt. Damit verbunden ist eine Schwerewelle nördlich des Bergrückens sowie ein lokales bodennahes Druckminimum im südlichen Ortsgebiet Mittenwalds, das wiederum den Nordwind innerhalb der kälteren Luftmasse induziert. Ein derartiger vorföhniger Nordwind kann übrigens auch an der nördlichen Mündung des Wipptales vor Föhndurchbruch beobachtet werden (Zängl, 2003a).



**Abb. 3.10:** Vertikaler Querschnitt der Strömung längs des Leutaschtales in Richtung des Mittenwalder Talbeckens, gültig für 11.11.2001 (6 UTC). Der Hügel rechts von der Bildmitte repräsentiert den Ederkanzel-Bergrücken. Durchgezogene Linien beziehen sich auf die potentielle Temperatur (Intervall 1 K), Pfeile und Schattierungen geben die Windkomponente parallel zum Querschnitt an (die Schattierungsabstufung beträgt  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ ). Die bodennahe Gegenströmung bei Mittenwald (siehe in der Abbildung unten rechts) ist mit dicken schwarzen Strichen markiert, da die Pfeillänge sehr kurz ist. (Hornsteiner und Zängl, 2004c)

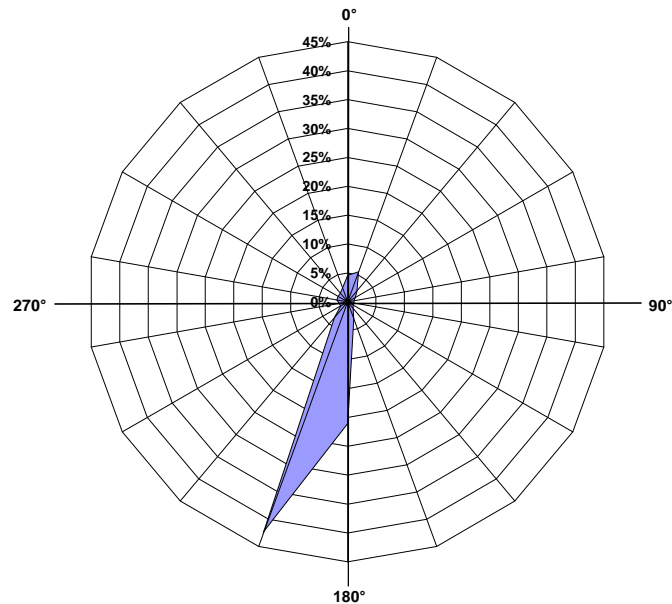


**Abb. 3.11:** Ein Beispiel für den vorfröhigen Nordwind in Mittenwald. Gezeigt sind die Daten bzgl. (a) Windrichtung und (b) Windgeschwindigkeit in der Zeit von 22.10. (18 Uhr MESZ) bis 23.10.00 (6 Uhr MESZ). Die Daten beziehen sich auf die automatische Meßstation Mittenwald, die in der ersten Meßkampagne eingesetzt wurde.



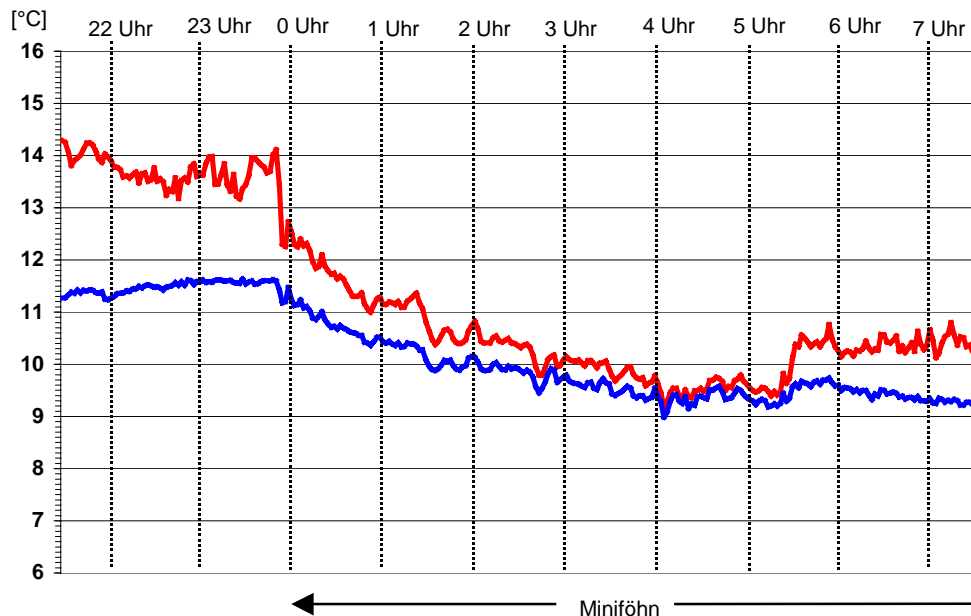
### 3. 2. 2 Die Meßreihe der Station Ederkancel

Im folgenden soll die Meßreihe der Ederkancel-Meßstation (1180 m) betrachtet werden, die vom 27.9. bis 13.11.2000 in Betrieb war. Während dieses Zeitraums trat an der Station sehr häufig sowohl Miniföhn als auch hochreichender Föhn auf, so daß die Windrichtungsverteilung (Abb. 3.12) einen deutliches Maximum bei 205° aufweist (der Anteil der Calmen an der Gesamtzeit dieses Zeitraums betrug nur 4%).

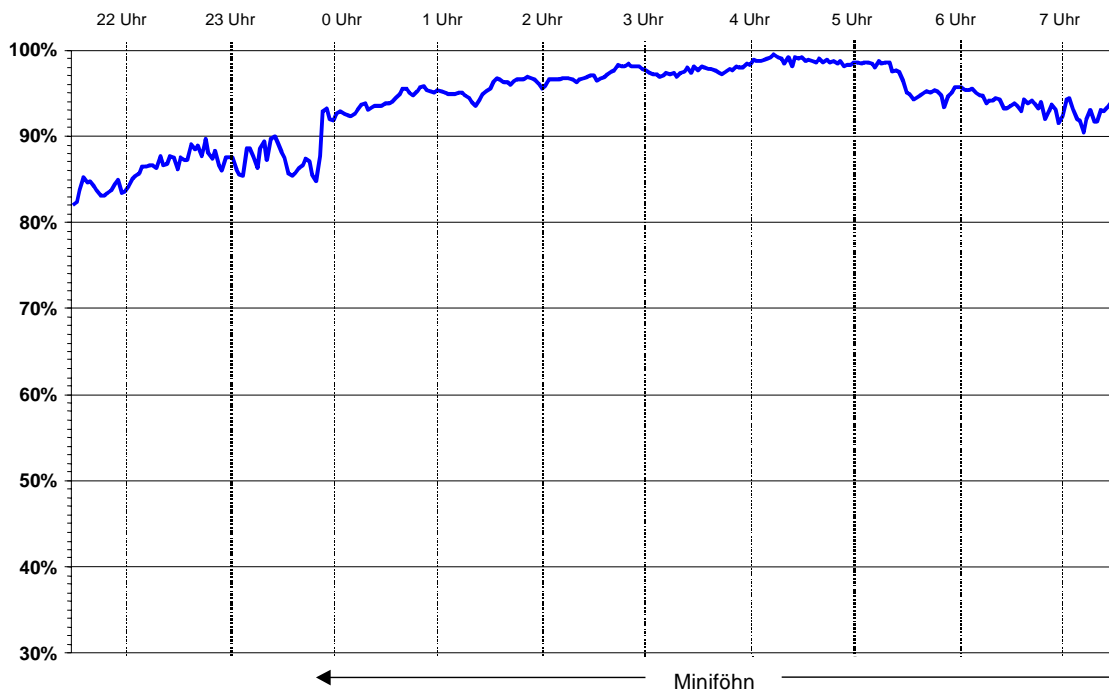


**Abb. 3.12:** Das Windrichtungsdiagramm für die Ederkancel-Station, bezogen auf den Zeitraum 27.9. bis 13.11.2000.

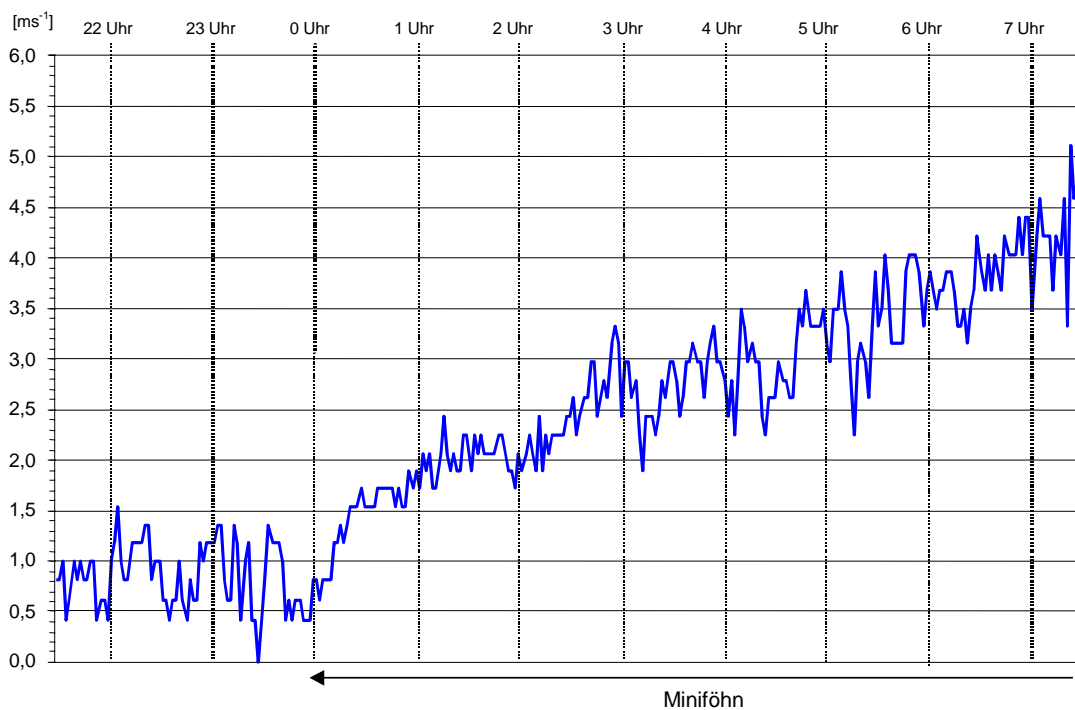
Das folgende Beispiel vom 27./28.9.2000 zeigt einen typischen Verlauf von Temperatur, Taupunkt, relative Luftfeuchtigkeit, Windrichtung und Windstärke zu Beginn und während einer Miniföhnperiode.



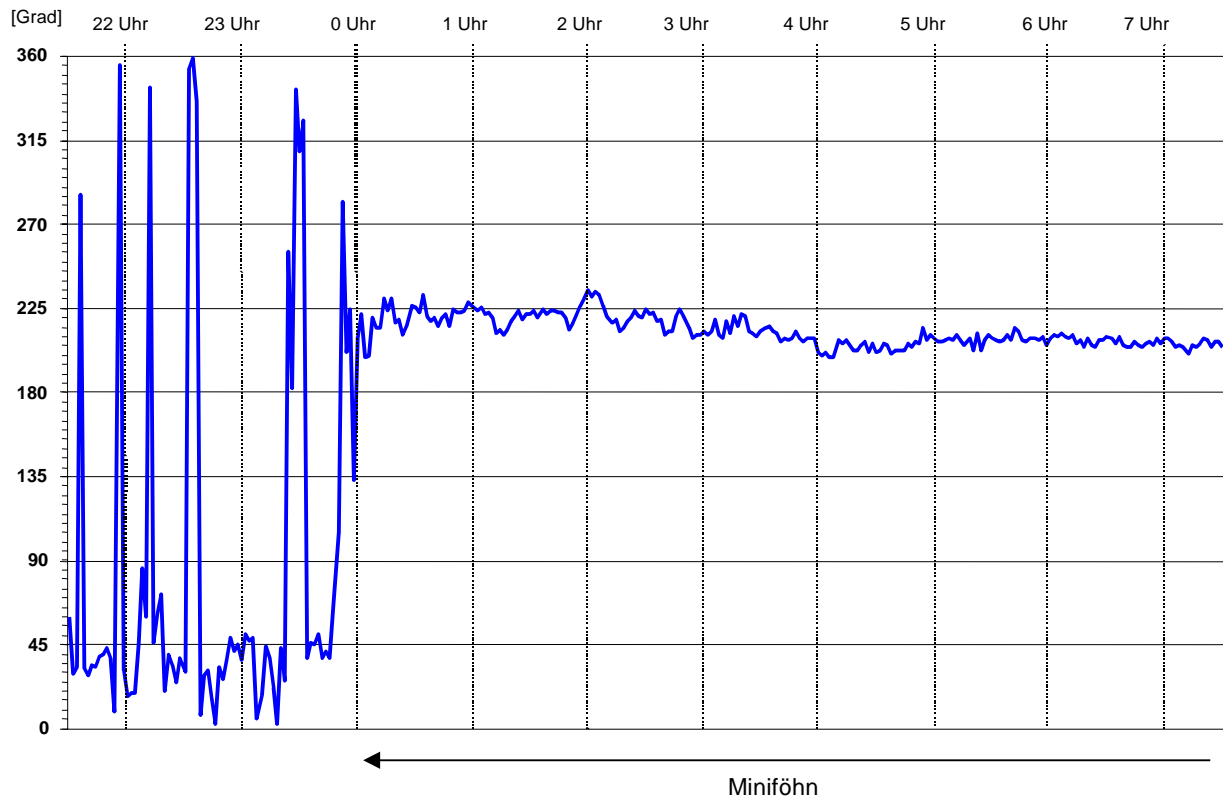
**Abb. 3.13:** Zeitlicher Verlauf von Temperatur und Taupunkt auf der Ederkancel in der Nacht vom 27.9. zum 28.9.2000. Der Miniföhn setzte kurz vor Mitternacht ein.



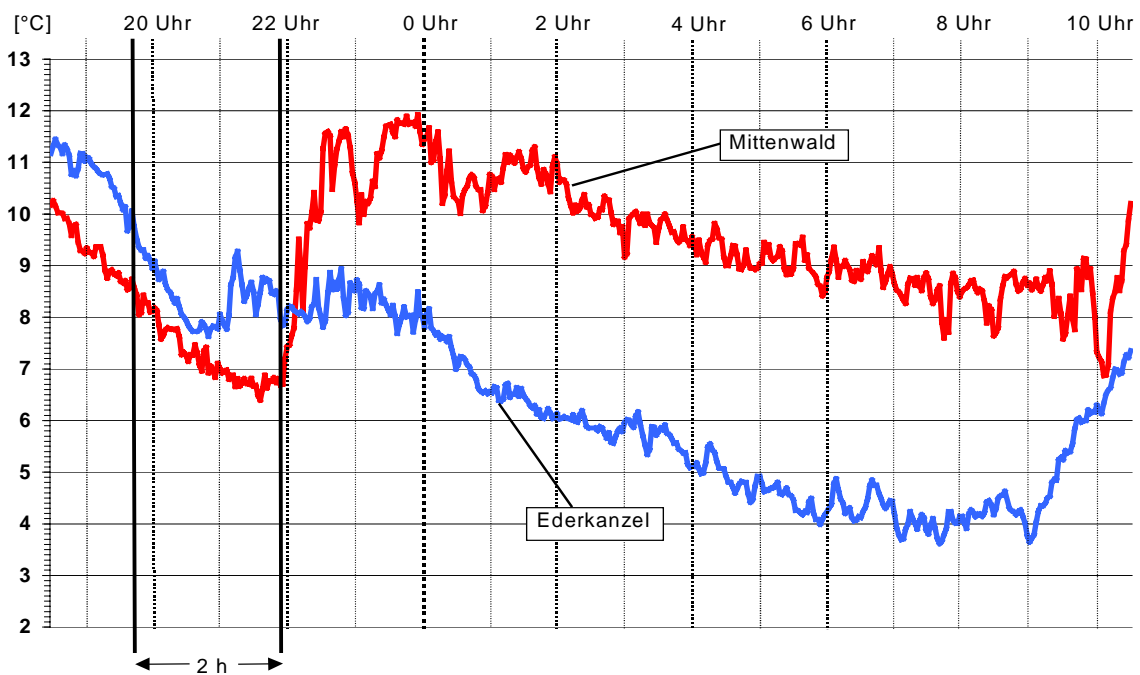
**Abb. 3.14:** Zeitlicher Verlauf der relativen Luftfeuchtigkeit in der Nacht vom 27.9. zum 28.9.2000 (Station Ederkanzel).



**Abb. 3.15:** Zeitlicher Verlauf der Windgeschwindigkeit in der Nacht vom 27.9. zum 28.9.2000 (Station Ederkanzel).

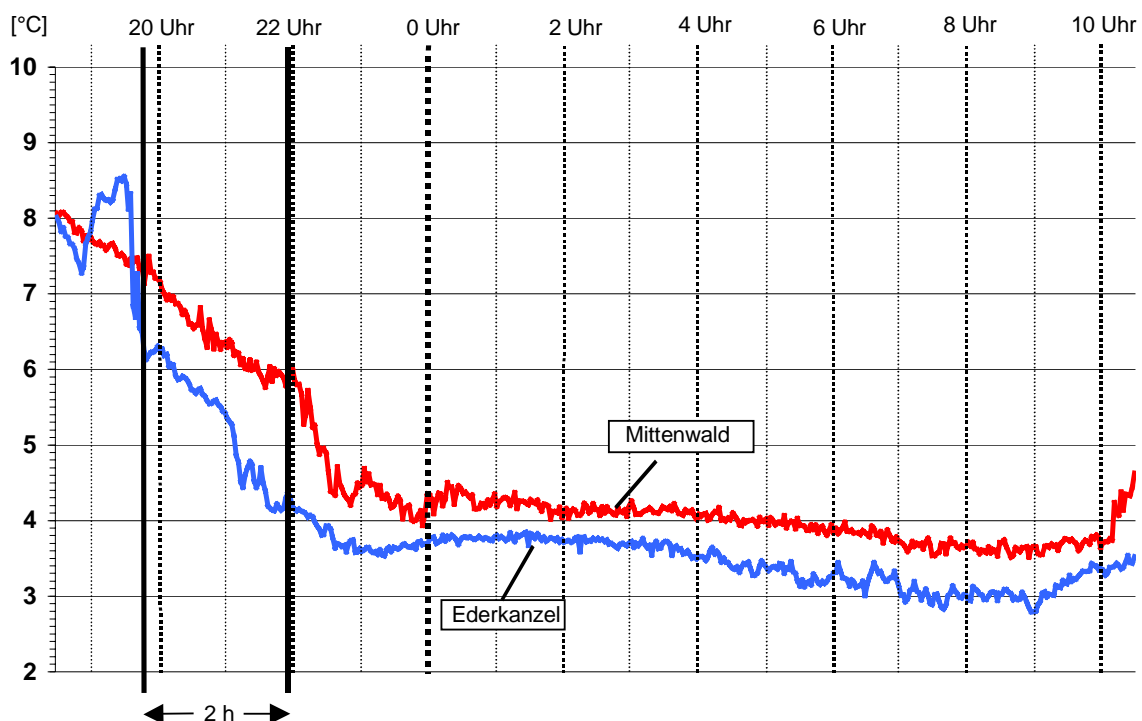


**Abb. 3.16:** Zeitlicher Verlauf der Windrichtung in der Nacht vom 27.9. zum 28.9.2000 (Ederkanzel-Station).

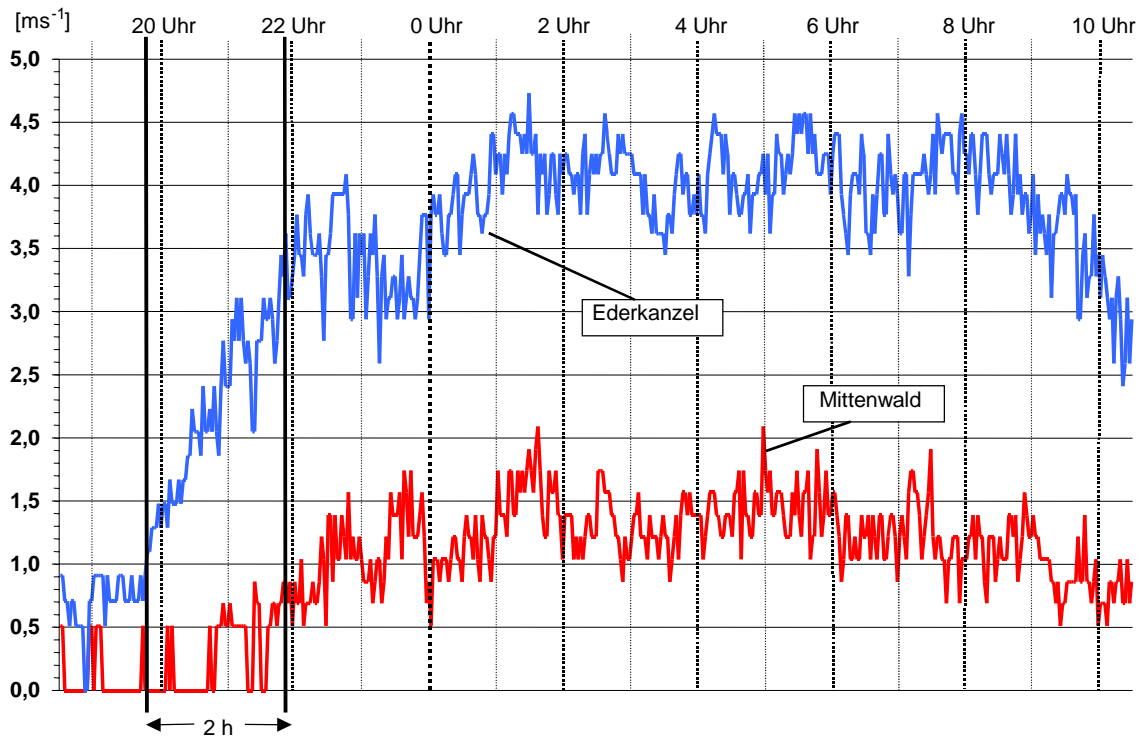


**Abb. 3.17:** Zeitlicher Verlauf der Lufttemperatur an den beiden Meßorten Mittenwald und Ederkanzel. Die Uhrzeiten sind in MESZ angegeben und beziehen sich auf den Zeitraum 21.10.2000 (19 Uhr) – 22.10.2000 (10 Uhr).

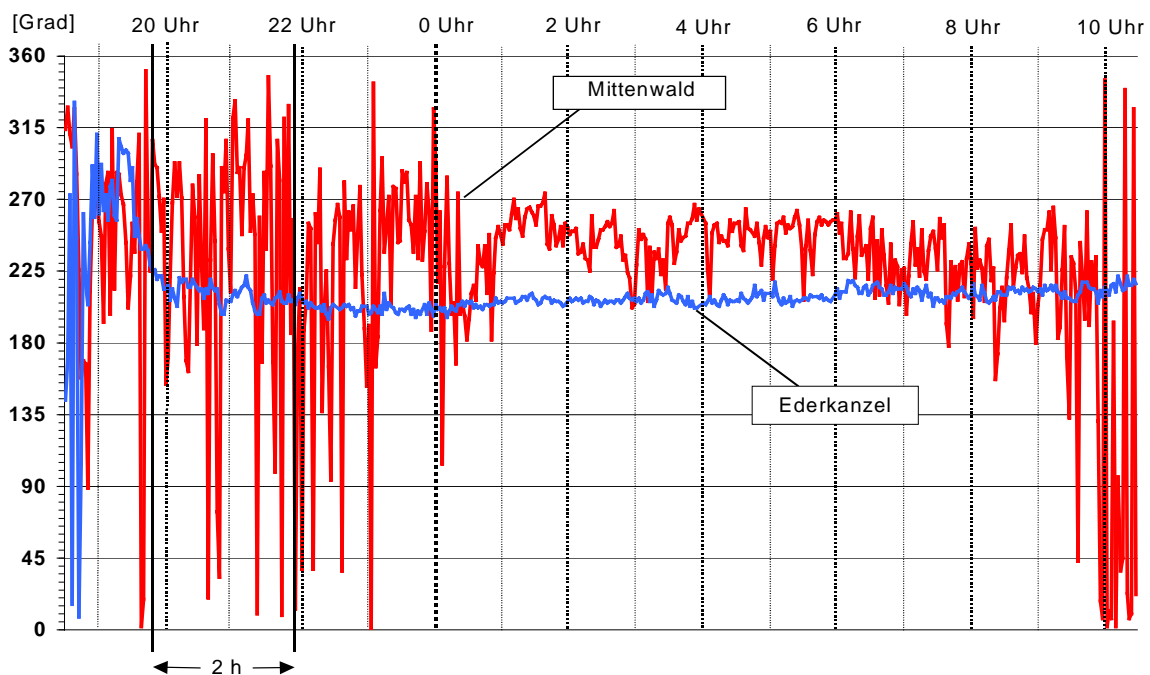
Im Gegensatz zu den Resultaten der Messungen im Tal bewirkte das Einsetzen der Föhnströmung auf der Ederkanzel keinen nennenswerten Temperaturanstieg; in den meisten Fällen traten lediglich kurzzeitig Temperaturluktuationen oder sogar Temperaturrückgänge auf, wie Abb. 3.13 erkennen läßt. Mit Einsetzen der nächtlichen Strömung geriet die Ederkanzel in den Einfluß der Luftmassen aus dem Leutaschtal, das vermutlich aufgrund des Volumeneffekts nachts kälter ist als das breitere Isartal im Raum Mittenwald. Sowohl die Temperatur als auch der Taupunkt zeigten während der gesamten Miniföhnperiode bis zum frühen Morgen einen mäßigen Abwärtstrend, dagegen stieg die relative Luftfeuchtigkeit mit Föhndurchbruch leicht an und erreichte in der zweiten Nachthälfte fast 100% (Abb. 3.14). Nach Einsetzen des Miniföhns stieg die Windgeschwindigkeit kontinuierlich an, so daß die 2-Minuten-Mittel am frühen Morgen Werte bis  $5 \text{ ms}^{-1}$  erreichten (Abb. 3.15). Die höchsten während Miniföhnphasen gemessenen 2-Minuten-Werte erreichten in der sechswöchigen Meßphase knapp  $7 \text{ ms}^{-1}$ , allerdings war auch der Standort auf der Ederkanzel nicht optimal für Windmessungen, so daß auch hier die Messungen die realen Windgeschwindigkeiten deutlich unterschätzten. Bei Einsetzen der Miniföhnströmung drehte der Wind von nördlichen Richtungen auf Südwest und wehte während der gesamten Nacht ziemlich konstant aus  $205^\circ$  (Abb. 3.16), was der Richtung des Leutaschtales entspricht. Ein weiteres Beispiel soll dies untermauern und veranschaulicht zudem die zeitliche Verzögerung des Föhndurchbruchs im Tal im Vergleich zum Kammniveau. Die Abbildungen 3.17 bis 3.20 beziehen sich auf den Miniföhnfall in der Nacht vom 21.10. zum 22.10.2000. Anhand des zeitlichen Verlaufs von Temperatur, Taupunkt, Windrichtung und Windgeschwindigkeit läßt sich belegen, daß die Föhnströmung erst zwei Stunden nach dem Einsetzen am Kammniveau den südwestlichen Ortsrand Mittenwalds erreichte. Dabei sei nochmal in Erinnerung gerufen, daß der Höhenunterschied 260 m und die Distanz zwischen beiden Meßstationen ca. 1 km beträgt. Man beachte ferner, daß es in Mittenwald vor Föhnbeginn um ca. 1 – 1,5 Grad kälter als auf der Ederkanzel war.



**Abb. 3.18:** Zeitreihe des Taupunkts an den Meßorten Mittenwald und Ederkanzel (gleicher Zeitraum wie in Abb. 3.17).



**Abb. 3.19:** Zeitreihe der Windgeschwindigkeit der Stationen Mittenwald und Ederkanzel (gleicher Zeitraum wie in Abb. 3.17).



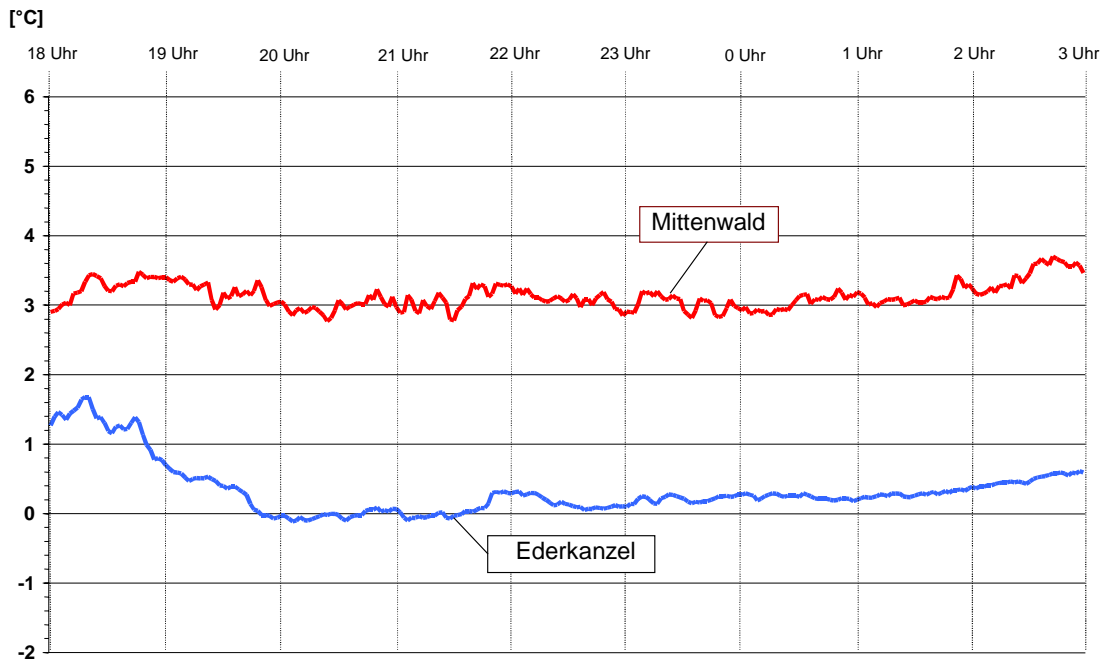
**Abb. 3.20:** Zeitlicher Verlauf der Windrichtung an den Meßstationen Mittenwald und Ederkanzel (gleicher Zeitraum wie in Abb. 3.17).

Ein Vergleich der zeitlichen Differenz des Miniföhnbeginns an beiden Stationen zeigt ziemlich unterschiedliche Werte (Tab. 3.1). Sie variieren zwischen 20 Minuten und dreieinhalb Stunden, wobei es aufschlußreich ist, die Zeitdifferenz, den Temperaturanstieg an der Mittenwald-Station und die Temperaturdifferenz Mittenwald - Ederkanzel gegenüberzustellen.

Datum Miniföhn	Föhnbeginn Ederkanzel	Zeitliche Verzögerung	Temperatur- anstieg Mittenwald
18.10.00	19.00	50 Min.	1,3°
19.10.00	19.50	60 Min.	1,7°
21.10.00	19.45	135 Min.	5,4°
22.10.00	20.00	120 Min.	6,7°
23.10.00	21.20	190 Min.	5,7°
24.10.00	20.30	60 Min.	2,3°
25.10.00	19.00	60 Min.	4,3°
27.10.00	19.00	20 Min.	2,8°
07.11.00	04.00	25 Min.	1,8°
10.11.00	00.50	40 Min.	2,4°

**Tab. 3.1:** Die zeitlichen Verzögerungen zwischen dem Miniföhnbeginn an den Stationen Mittenwald und Ederkanzel sowie der gesamte registrierte Temperaturanstieg an der Mittenwald-Station nach Föhndurchbruch. Die Uhrzeiten sind in UTC+2h angegeben, die Temperaturunterschiede beziehen sich auf 2-Minuten-Mittelwerte.

Wie aus Tab. 3.1 hervorgeht, fiel der föhnbedingte Temperaturanstieg im Tal umso deutlicher aus, je größer die zeitliche Verzögerung des Föhnbeginns war (siehe auch den Temperaturverlauf in Abb. 3.17).



**Abb. 3.21:** Zeitlicher Verlauf der Temperaturen an den Meßpunkten Mittenwald und Ederkanzel (Zeitraum 31.10.2000, 18 Uhr MESZ bis 1.11.2000, 3 Uhr MESZ).

Das Gegenbeispiel zeigt Abb. 3.21: nur 25 Minuten nach dem Einsetzen des Talwindströmung um 18.45 Uhr an der Ederkanzel erreichten die aus dem Leutaschtal kommenden Luftmassen die Talstation, doch ist ein Temperatursignal praktisch nicht erkennbar. Das Einsetzen der Strömung konnte lediglich anhand der Winddaten diagnostiziert werden. Im Gegensatz zu dem in Abb. 3.17 angegebenen Föhnfall war es in Mittenwald bereits vor Einsetzen der nächtlichen Südwestströmung um ca. 2 Grad wärmer als auf der Ederkanzel,

was auf eine Durchmischung der Talatmosphäre schließen läßt. In den Fällen mit hoher zeitlicher Verzögerung und relativ starker Erwärmung im Tal (Abb. 3.17) hatte sich zuvor zwischen beiden Stationsniveaus bereits eine Inversion ausgebildet, wobei es auf der Ederkanzel um bis zu 4 Grad wärmer war. Erodiert die Strömung den bodennahen Kaltluftsee im Tal, so fällt der Temperaturanstieg freilich prägnanter aus als in den Fällen ohne stabile Schichtung. Ist die Atmosphäre bereits durchmischt (Abb. 3.21), kann die aus dem Leutaschtal stammende Luftmasse zwar innerhalb relativ kurzer Zeit (20 - 40 Minuten) bis ins Tal vordringen, eine Erwärmung tritt dann allerdings praktisch nicht mehr ein. An dieser Stelle sei betont, daß der Tageszeitpunkt des Miniföhndurchbruchs *nicht* umso später ist, je stabiler die Talatmosphäre geschichtet ist (die stärksten beobachteten Erwärmungsraten traten sogar stets in den Abendstunden und nie in der späten Nacht auf), lediglich die Zeitspanne zwischen dem Föhnbeginn am Bergkamm und unten im Tal wird größer, da die Föhnströmung bei stabiler Schichtung mehr Zeit benötigt, um bis ins Tal vorzudringen. Die stabile Hochdruckwetterlage über Mitteleuropa zu Beginn der dritten Oktoberdekade erlaubt eine ungestörte tageszeitliche Entwicklung der Talwind- bzw. Miniföhnströmung. Wie aus Abb. 3.22 hervorgeht, setzte die Miniföhnströmung regelmäßig in den späten Abendstunden ein (lediglich in der Nacht vom 26. zum 27.10.2000 blieb der Miniföhn aus) und ließ erst gegen Mittag des Folgetages wieder nach.

Da im Raum Mittenwald auch hochreichender Südföhn eine häufig zu beobachtende Wettererscheinung ist, stellt sich die Frage nach der Unterscheidbarkeit zwischen Miniföhn und hochreichendem Föhn. Die Zeitreihenanalyse der Meßstationen Mittenwald und Ederkanzel enthüllt einige Unterschiede zwischen beiden Föhnarten. Abb. 3.23 zeigt den Fall des hochreichenden Föhns vom 6.11.2000, der am darauffolgenden Tag von Miniföhn abgelöst wurde. Es fällt auf, daß die Taupunktdifferenz am 6.11. Werte von 10 – 12 Grad erreichte, während in der Miniföhnphase praktisch Sättigung herrschte, zumindest in den Nachtstunden (Abb. 3.23a). Gemäß Abb. 3.23b waren die Windgeschwindigkeiten während des hochreichenden Föhns zudem um etwa den Faktor 2 höher, hingegen zeigen beide Föhnarten keinen Unterschied hinsichtlich der Windrichtung (Abb. 3.23c), da der Wind jeweils aus dem Leutaschtal weht. Allerdings war die Windrichtung bei hochreichendem Föhn meistens stärkeren Schwankungen unterworfen (siehe Abb. 3.24). Generell scheint die Windrichtung bei hochreichendem Föhn stärker zu variieren als bei Miniföhn, wie die Standardabweichungen der Windrichtung bei verschiedenen Föhnfällen belegen (Tab. 3.2):

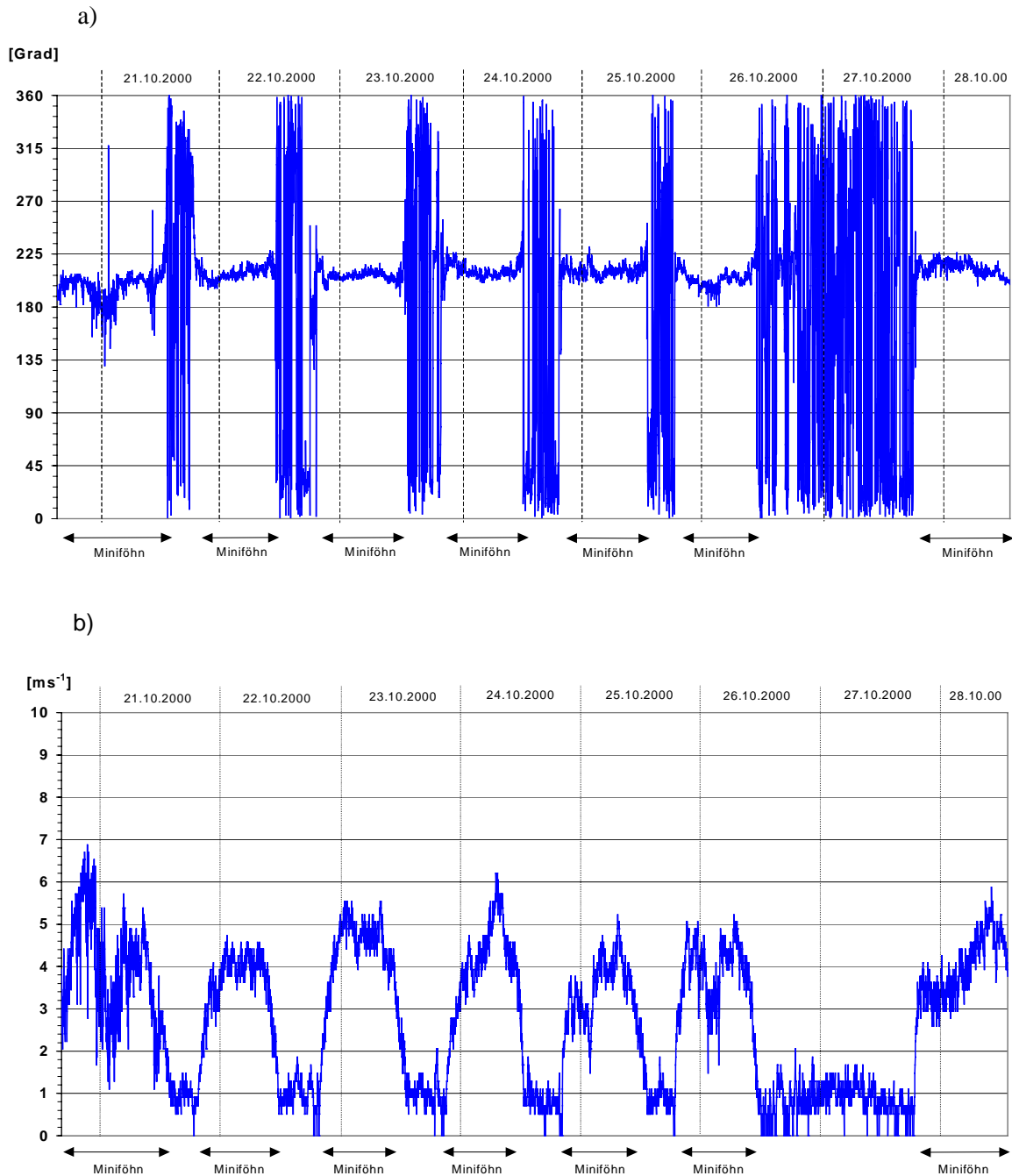
<b>Föhnereignis</b>	<b>Standardabweichung</b>
Hochreichender Föhn vom 14.10.2000	25,53°
Hochreichender Föhn vom 14. - 16.10.2000	19,55°
Hochreichender Föhn vom 12. - 13.11.2000	11,38°
Miniföhn vom 28.09.2000	9,61°
Miniföhn vom 19. - 20.10.2000	5,90°
Miniföhn vom 23. - 24.10.2000	4,94°

**Tab. 3.2:** Die Standardabweichung der Windrichtung während verschiedener Föhnfälle, abgeleitet aus den Meßdaten der Ederkanzel-Station.

Abb. 3.23d spiegelt das typische Luftdruckverhalten bei hochreichendem Föhn wieder (Luftdruckabfall um 17 hPa binnen 12 Stunden). Bezüglich des Miniföhns scheint ein typisches Verhalten des Luftdrucks nicht zu existieren, da deutliche Druckänderungen sowohl nach unten als auch nach oben registriert wurden, deren Ursache jedoch ausschließlich in Änderungen der Großwetterlage lag. Während stabiler Hochdruckwetterlagen wurden zwar gelegentlich hochfrequente Luftdruckfluktuationen in den Meßreihen festgestellt, die vermutlich mit der Miniföhnaktivität in Zusammenhang stehen, doch haben diese so kleine Amplituden, daß sie normalerweise von synoptischskaligen Luftdruckschwankungen überlagert werden.

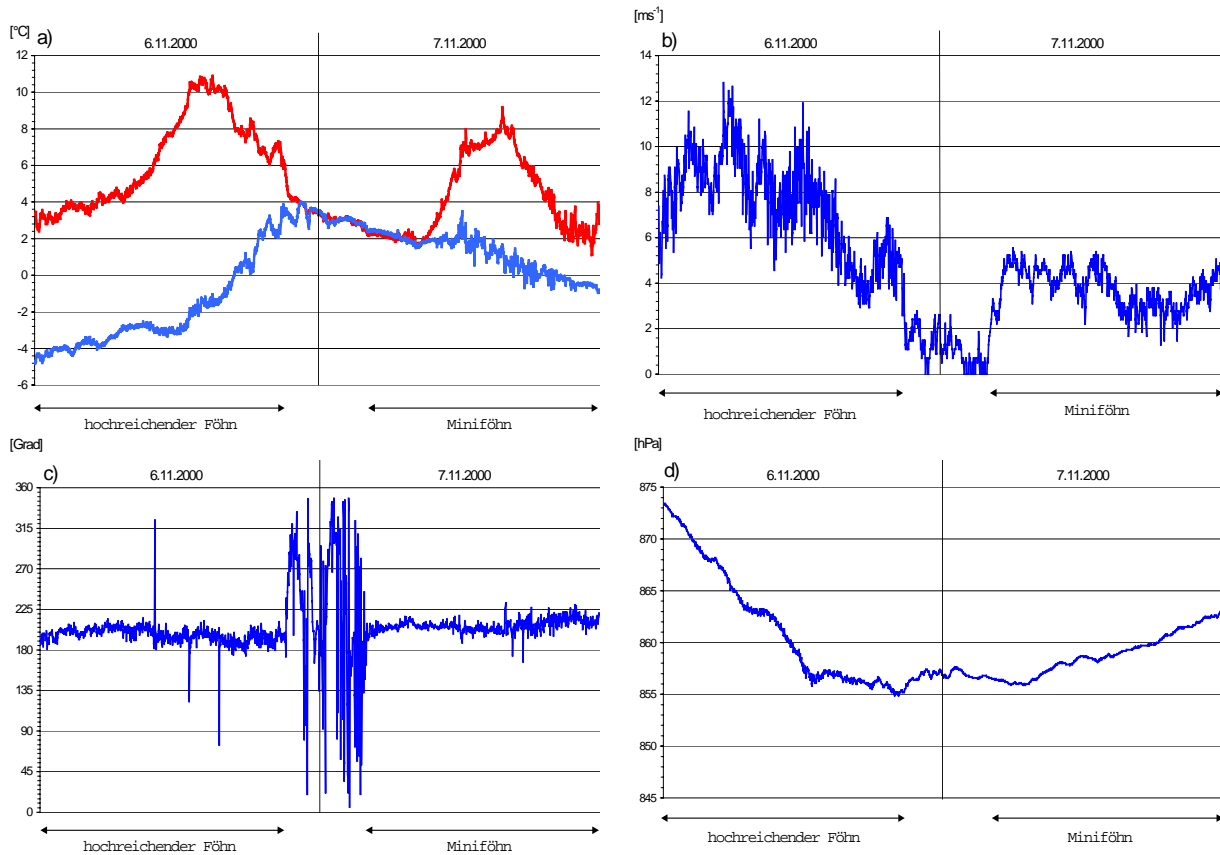
Der Vergleich der potentiellen Temperaturen beider Stationen zeigt einen bemerkenswerten Unterschied zwischen beiden Föhnarten: während hochreichendem Föhn herrscht zwischen

beiden Stationen erwartungsgemäß adiabatische Schichtung und die Temperaturdifferenz mit 2,5 bis 2,6 Grad entspricht der Höhendifferenz von 260 m. Bei Miniföhn ist Mittenwald jedoch meistens um 1,5 – 2 Grad potentiell wärmer (Abb. 3.25), was sich mit der turbulenten Durchmischung der stabil geschichteten Kaltluft aus dem Leutaschtal erklären läßt. Dabei werden auch Luftmassen aus Höhen oberhalb des Kammniveaus miteinbezogen, die potentiell wärmer sind als die Luftmasse im Ederkancel-Niveau. Bei hochreichendem Föhn ist die Luft dagegen bis in größere Höhen durchmischt, so daß die potentielle Temperatur im Ederkancel-Niveau in etwa der potentiellen Temperatur in z.B. 1500 m Höhe entspricht.

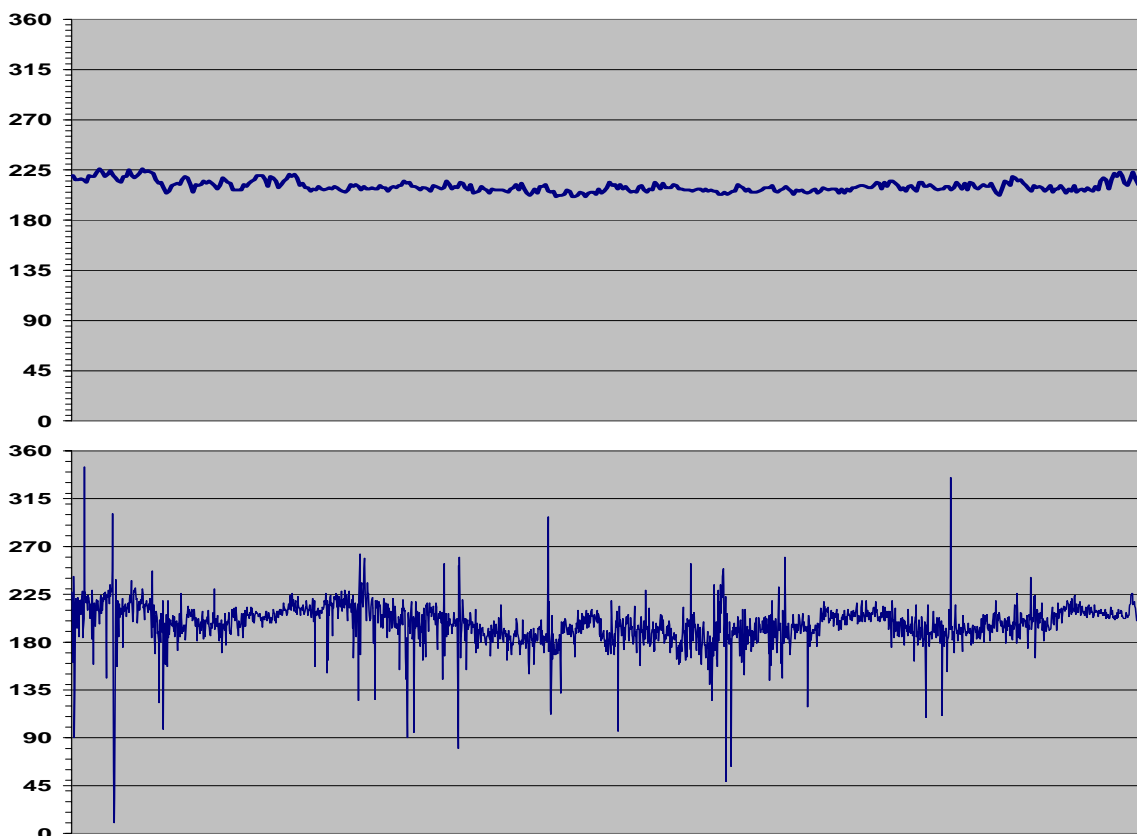


**Abb. 3.22:** Die tageszeitlichen Änderungen der Windgeschwindigkeit (a) und der Windrichtung (b) auf der Ederkancel in der Zeit vom 20.10. bis 28.10.2000.

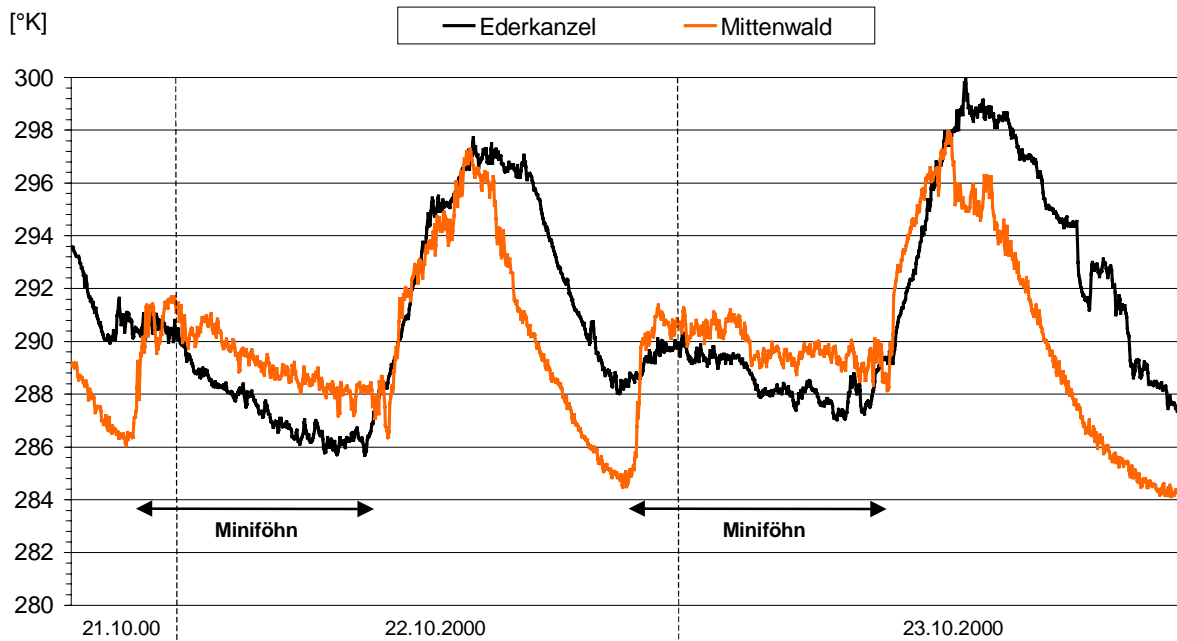




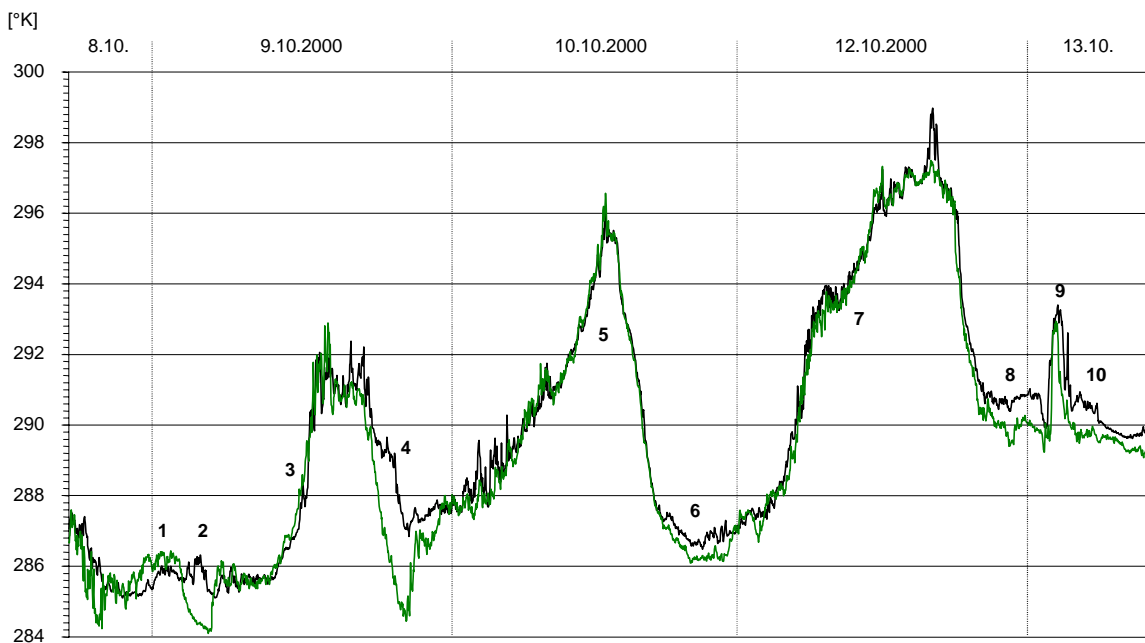
**Abb. 3.23:** Vergleich einiger meteorologischer Parameter während einer Periode mit hochreichendem Föhn (6.11.2000) und Miniföhn (7.11.2000). (a) Temperatur und Taupunkt, (b) Windgeschwindigkeit, (c) Windrichtung und (d) Luftdruck. Die Daten beziehen sich auf die Ederkanzel-Station.



**Abb. 3.24:** Typische Schwankungen der Windrichtung bei Miniföhn (oben, 24.10.2000) und bei hochreichendem Föhn (unten, 14.10.2000) an der Ederkanzel-Station.



**Abb. 3.25:** Vergleich der potentiellen Temperatur auf der Ederkancel (dunkle Kurve) und in Mittenwald (helle Kurve) während Perioden mit und ohne Miniföhnaktivität.

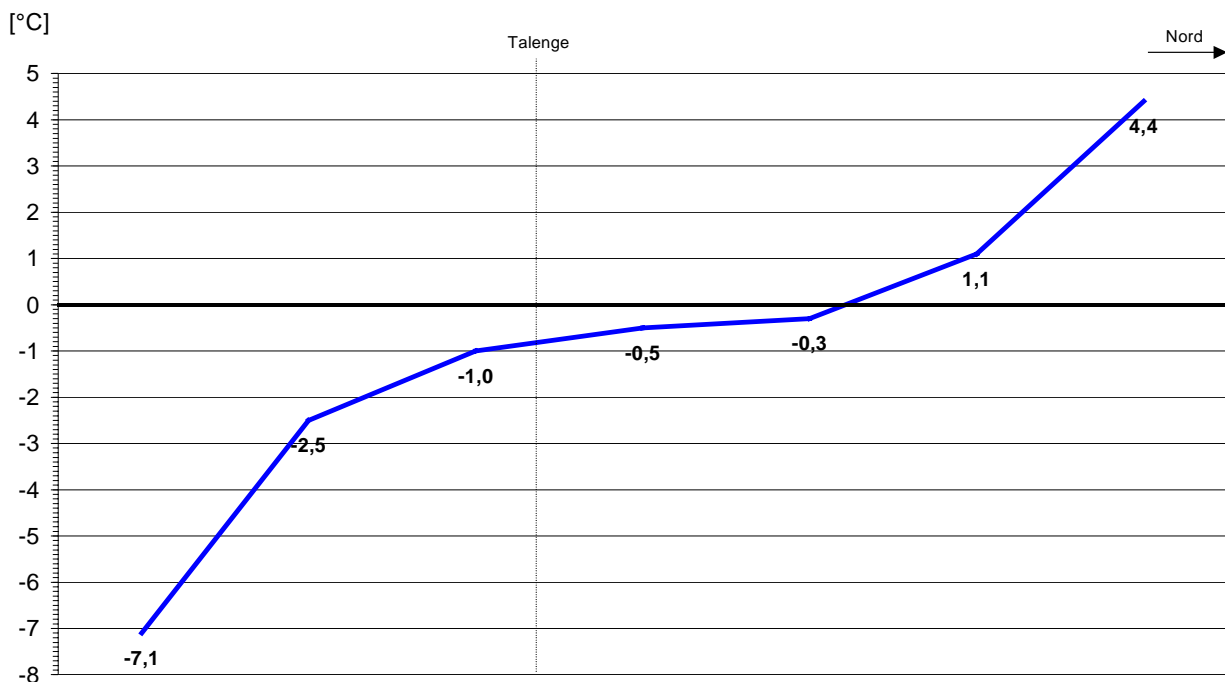


**Abb. 3.26:** Vergleich der potentiellen Temperaturen von Mittenwald (helle Kurve) und Ederkancel (dunkle Kurve) bei Miniföhn, hochreichendem Föhn und Föhnpausen (8.10. - 12.10.2000). Die Ziffern 1 bis 10 bedeuten

1	Miniföhn	6	Föhnpause
2	Föhnpause	7	Hochr. Föhn
3	Hochr. Föhn	8	Föhnpause
4	Föhnpause	9	Hochr. Föhn
5	Hochr. Föhn	10	Föhnpause

### 3.3 Weitere Aspekte der Talwindströmung im Isar- und Leutaschtal

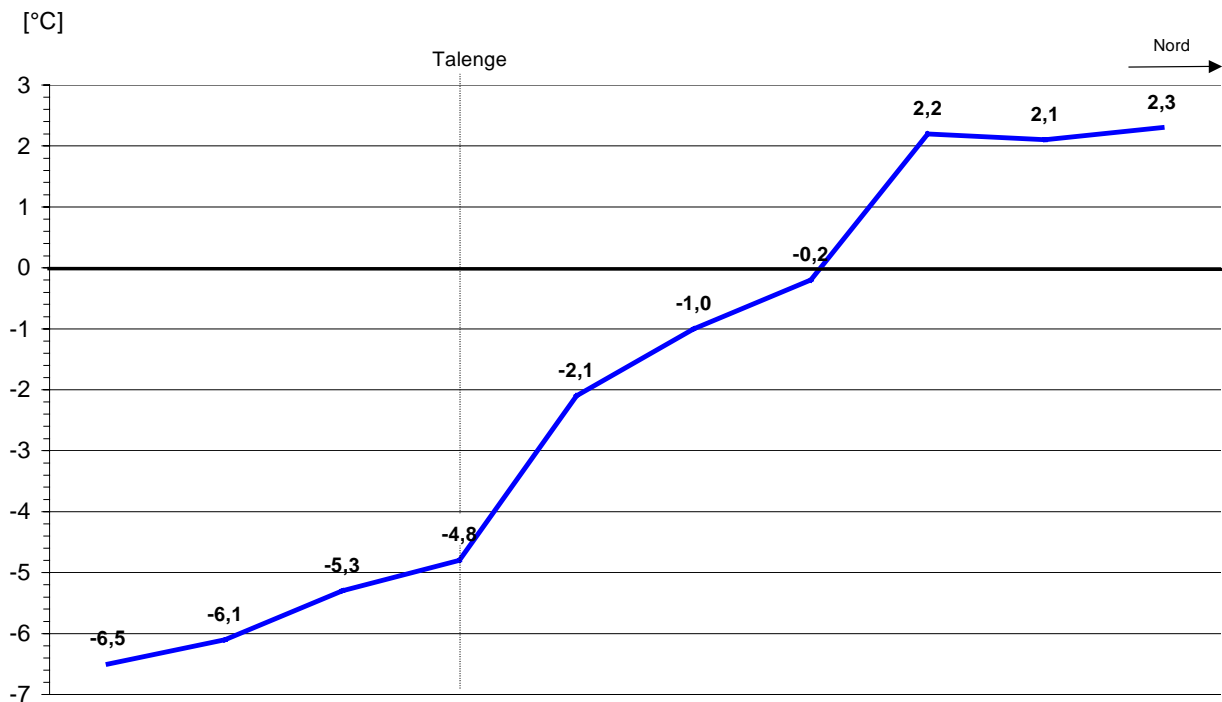
Aus den Winddaten der Ederkanzel ist zu schließen, daß die Miniföhnströmung aus dem Leutaschtal kommt. Daher wurden im Rahmen der ersten Meßkampagne zusätzlich nächtliche Temperaturmessungen und Windbeobachtungen entlang des Leutaschtales und oberen Isartales mittels Autofahrten durchgeführt. Dabei ergaben die Windbeobachtungen, daß der bodennahe Wind erst in den Talengen bei Scharnitz sowie bei Ahrn im Leutaschtal zutage tritt und stromabwärts an Stärke stetig zunimmt. Aufgrund der stärkeren turbulenten Durchmischung geht mit der Windzunahme zudem eine kontinuierliche Temperaturzunahme einher (Abb. 3.27), wobei zur Datenüberprüfung die Temperaturen auf der Rückfahrt an denselben Stellen nochmals gemessen wurden. Der Zeitunterschied zwischen dem höchsten und tiefsten Wert in Abb. 3.27 beträgt 70 Minuten und die räumlichen Distanzen zwischen den Meßstellen etwa 1 – 2 km. Die angegebenen Temperaturen beziehen sich nicht auf die Standardhöhe 2 m, sondern wurden ca. 1 m über dem Boden gemessen. Unmittelbar südlich der Talengen war bodennah praktisch kein Wind spürbar, so daß aufgrund der fehlenden turbulenten Durchmischung die Temperaturen rasch absanken, die bei Gießenbach (2 km südlich von Scharnitz bzw. 7 km südlich von Mittenwald) während Miniföhnphasen üblicherweise etwa 10 Grad niedriger waren als in Mittenwald (bei einem Höhenunterschied von ca. 50 m), siehe Abb. 3.27. Die höchsten Windgeschwindigkeiten und somit die stärkste turbulente Durchmischung traten bei Mittenwald auf, entsprechend wurden dort die höchsten Temperaturen entlang der Meßstrecke gemessen.



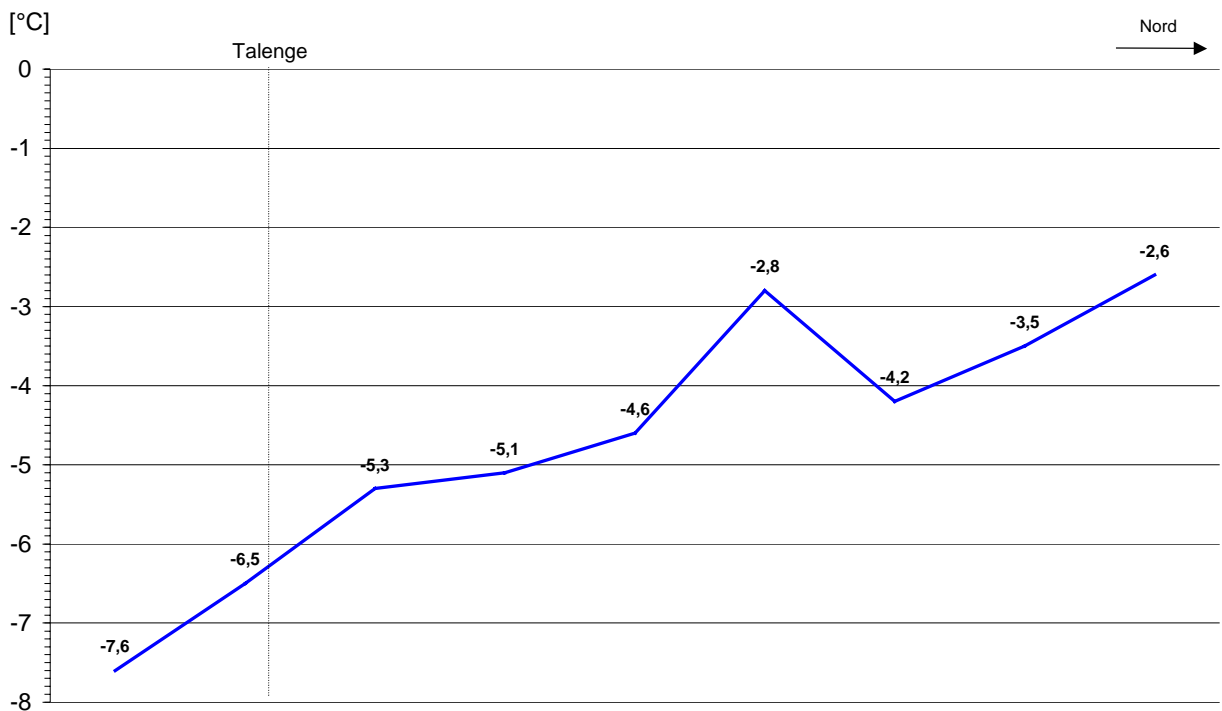
**Abb. 3.27:** Nächtliches Temperaturprofil längs des Isartales während der Miniföhnperiode vom 11.11. - 12.11.2000. Die in der Abbildung gekennzeichnete Stelle der Talenge befindet sich am südlichen Talaustritt bei Scharnitz (siehe Abb. 3.1). Der niedrigste Wert (-7,1°C) wurde in Gießenbach (970 m, 7 km südlich von Mittenwald) gemessen, der höchste Wert (+4,4 °C) in Mittenwald (920 m). Die Werte wurden in der späten ersten Nachthälfte gemessen.

Das Leutaschtal weist die Eigenart auf, daß häufig im nördlichen Tal des Tales ein lokales Temperaturmaximum auftritt, das in Abb. 3.28 nur angedeutet ist, in Abb. 3.29 aber deutlich zur Geltung kommt. Es zeigte sich, daß das lokale Temperaturmaximum nur dann auftritt, wenn bereits eine nennenswerte großräumige Strömung aus dem Südsektor vorhanden ist.

Möglicherweise ist dies eine Folge der Wechselwirkung von gebirgsinduzierten Schwerkwellen mit der bodennahen Strömung.



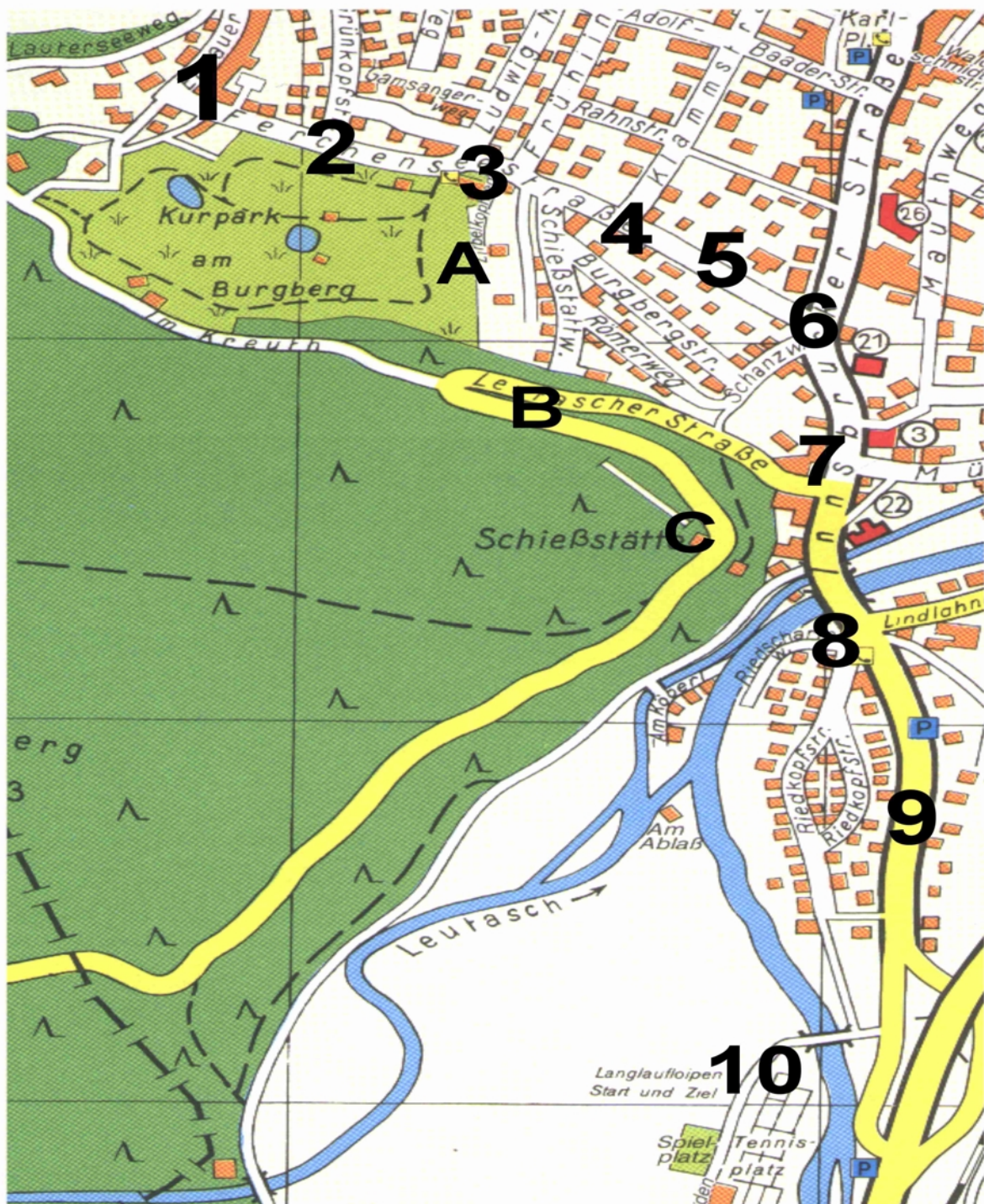
**Abb. 3.28:** Nächtliches Temperaturprofil längs des Leutaschtales während der Miniföhnperiode vom 11.11. - 12.11.2000. Die in der Abbildung gekennzeichnete Stelle der Talenge befindet sich am südlichen Talausgang bei Ahren (siehe Abb. 3.1).



**Abb. 3.29:** Gemessenes Temperaturprofil längs des Leutaschtales (9.1.2001). Der Höhenunterschied zwischen dem nördlichsten und südlichsten Meßpunkt beträgt 160 m und die Entfernung ca. 10 km. Die Messungen wurden (wie auch in Abb. 3.28) nachts durchgeführt.



Es sei an dieser Stelle betont, daß die in Abb. 3.27 bis 3.29 gezeigten Temperaturwerte während der Fahrt Richtung Süden (von Mittenwald kommend) gemessen wurden und auf der Rückfahrt Richtung Norden nochmals überprüft wurden, wobei sich das auffallende Temperaturmaximum im nördlichen Leutaschtal erneut bestätigte. Neben den Meßfahrten im Isar- und Leutaschtal sind auch Temperaturmessungen und Windbeobachtungen am südlichen Ortsrand Mittenwalds durchgeführt worden. Die Messungen erfolgten im räumlichen Abstand von ca. 50 - 200 m am Nord- und Ostrand des Ederkanzel-Bergrückens (Abb. 3.30).



**Abb. 3.30:** Das südwestliche und südliche Ortsgebiet von Mittenwald. Die Ziffern 1 - 10 und Buchstaben A - C kennzeichnen die Lage der Meßpunkte. Der Buchstabe A markiert den Standort der automatischen Meßstation. Die Standorte A sowie 1 – 10 liegen mehr oder weniger auf gleicher Höhe, während der Standort B etwa 30 m höher und Standort C ca. 40 m höher liegen.

Auch hier erfolgten die Messungen nachts. Tab. 3.3 präsentiert zwei typische Beispiele für das Temperaturmuster im südlichen und südwestlichen Ortsgebiet Mittenwalds.

5.12.2000			06.12.2000		
Uhrzeit	Meßstandort	Temperatur	Uhrzeit	Meßstandort	Temperatur
00.38	1	+4.6°	00.43	1	+6.6°
	2	+5.2°		2	+6.7°
	3	+4.5°		3	+6.4°
	4	+4.8°		4	+6.2°
	5	+3.3°		5	+5.8°
	6	+2.6°		6	+4.7°
	7	+2.9°		7	+4.8°
	8	+2.2°		8	+3.8°
	9	+1.9°		9	+3.0°
01.08	10	+1.5°	01.08	10	+1.9°
	9	+1.9°		9	+2.3°
	8	+2.1°		8	+3.1°
	7	+2.5°		7	+3.9°
	6	+2.6°		6	+5.6°
	5	+2.9°		5	+5.1°
	4	+3.4°		4	+6.1°
	3	+4.5°		3	+6.6°
	2	+5.3°		2	+6.7°
	1	+4.6°		1	+6.9°
01.38	A	+5.0°	01.38	A	+6.3°
				C	+4.0°
				B	+5.1°
				8	+2.9°
			02.00	10	+2.2°
			02.05	A	+6.4°

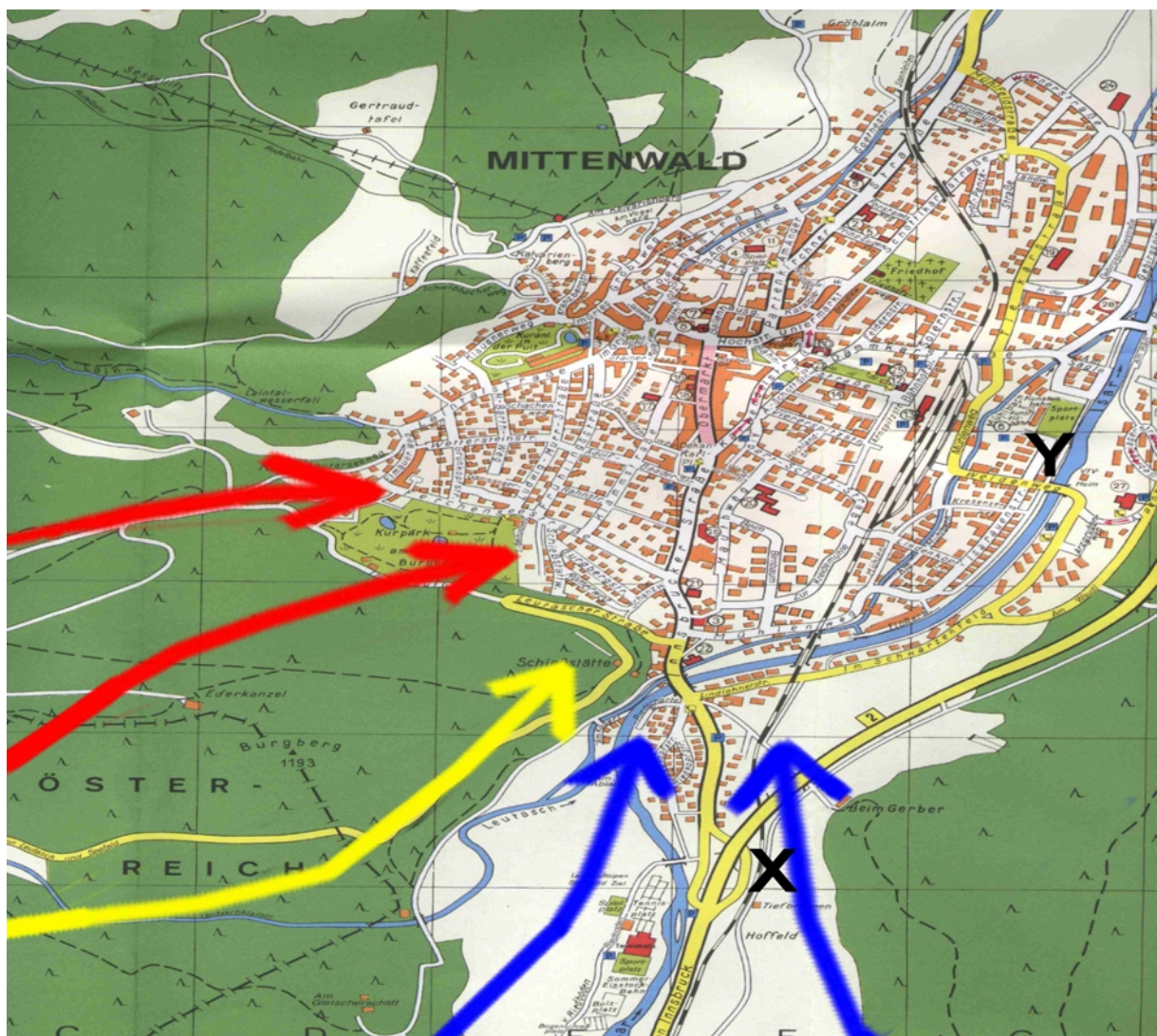
**Tab. 3.3:** Temperaturen vom 5.12.00 (oben) und 6.12.00 (rechts) der Meßpunkte im südwestlichen und südlichen Ortsgebiet Mittenwalds (siehe auch Abb. 3.28). Uhrzeiten sind in MEZ angegeben.

Gemäß diesen Beobachtungen fließen im südlichen Ortsgebiet von Mittenwald offensichtlich drei verschiedene Luftmassen zusammen, die aufgrund ihrer unterschiedlichen Temperaturen unterschieden werden können. Für die Messungen vom 5.12.2000 bedeutet das, daß die Meßpunkte 1 - 4 in den Einflußbereich der wärmsten Strömung fielen (gekennzeichnet durch die beiden linken Pfeile in Abb. 3.31; diese repräsentieren die eigentliche Miniföhnströmung), während Punkt 8 und insbesondere die Punkte 9 und 10 im Einflußbereich der kälteren, aus Richtung Scharnitz kommenden Strömung liegen (siehe die beiden rechte Pfeile in Abb. 3.31). Der Übergangsbereich zwischen beiden Luftmassen liegt im Bereich der Punkte 5 – 7. Zur Überprüfung der Daten wurde auch auf dem Rückweg an denselben Stellen gemessen. Am nächsten Tag ergaben sich qualitativ die gleichen Abgrenzungen der Luftmassen, wobei die Grenzen natürlich etwas hin- und herpendeln können. Markant war der Temperatursprung auf dem Weg von Punkt 7 nach 6 am 6.12. (Tab. 3.3). Zusätzlich wurde an den Punkten B und C gemessen (Abb. 3.30). Trotz des geringen Abstandes von nur 250 m zwischen beiden Punkten betrug der Temperaturunterschied 1,1 Grad; Differenzen von etwas mehr als 1 Grad wurden auch in anderen Nächten wiederholt beobachtet.

Zumindest Punkt C befindet sich in der Strömung, die aus dem Leutaschtal kommt (angedeutet durch den mittleren Pfeil in Abb. 3.31), während Punkt B im Übergangsbereich zwischen dieser und der oben erwähnten wärmsten Luftmasse liegt (letztere stellt die eigentliche Miniföhnströmung dar). Vergleicht man Punkt C und B mit Punkt 10, fällt sofort auf, daß erstere Punkte eine um 2 bzw. 3 Grad höhere Temperatur aufweisen. Diese Diskrepanz wurde bei weiteren Meßfahrten wiederholt festgestellt und zeigt anschaulich, daß die Luftmasse, die am Talende des Leutaschtales ins Isartal hinausfließt, dort nicht den Boden er-



reicht. In diesem Fall müßte es dort aufgrund der adiabatischen Erwärmung zwischen Punkt C und Punkt 10 um etwa 0,5 Grad wärmer als am Punkt C sein, keinesfalls aber mehrere Grad kälter. In Ausnahmefällen fielen jedoch die Differenzen zwischen den Punkten 1 - 10 sehr gering aus (wie z.B. am 20.12.2000 mit maximal 0,6 Grad), was offensichtlich dann der Fall ist, wenn die Talatmosphäre gut durchmischt ist. In den meisten Fällen dürfte nachts aber eine stabile Schichtung vorgelegen haben und dementsprechend traten deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Luftmassen auf. Der typische Temperaturunterschied zwischen der Strömung, die über den Ederkanzel-Bergrücken fließt, und jener aus dem Leutaschtal kommenden Strömung betrug 2 - 2,5 Grad. Die Ursache für den Temperaturunterschied zwischen der Strömung aus dem Leutaschtal und der von Scharnitz kommenden Strömung ist vermutlich auf den stärkeren Volumeneffekt des engen Tales zwischen Scharnitz und Seefeld zurückzuführen, möglicherweise spielt auch der Zufluß sehr kalter Luftmassen aus den Karwendeltälern eine Rolle, die sich östlich von Scharnitz erstrecken. Dagegen konnten keine nennenswerten Unterschiede bzgl. der Windgeschwindigkeit festgestellt werden. Im Gebiet der Punkte 9 und 10 war es tendenziell etwas windiger als bei den Punkten 1 - 4, allerdings schirmen hier zahlreiche Bäume und Häuser den Bodenwind stark ab, während im Bereich der Punkte 9 und 10 freie Wiesen das Landschaftsbild bestimmen.



**Abb. 3.31:** Das Ortsgebiet von Mittenwald. Die Temperaturmessungen erfolgten dort, wo die Pfeilspitzen eingetragen sind. Die automatische Meßstation befand sich dort, wo die Spitze des zweiten Pfeiles von links eingezeichnet ist. Das „X“ kennzeichnet den Standort der DWD-Windmeßstation und das „Y“ die Lage der DWD-Klimastation.



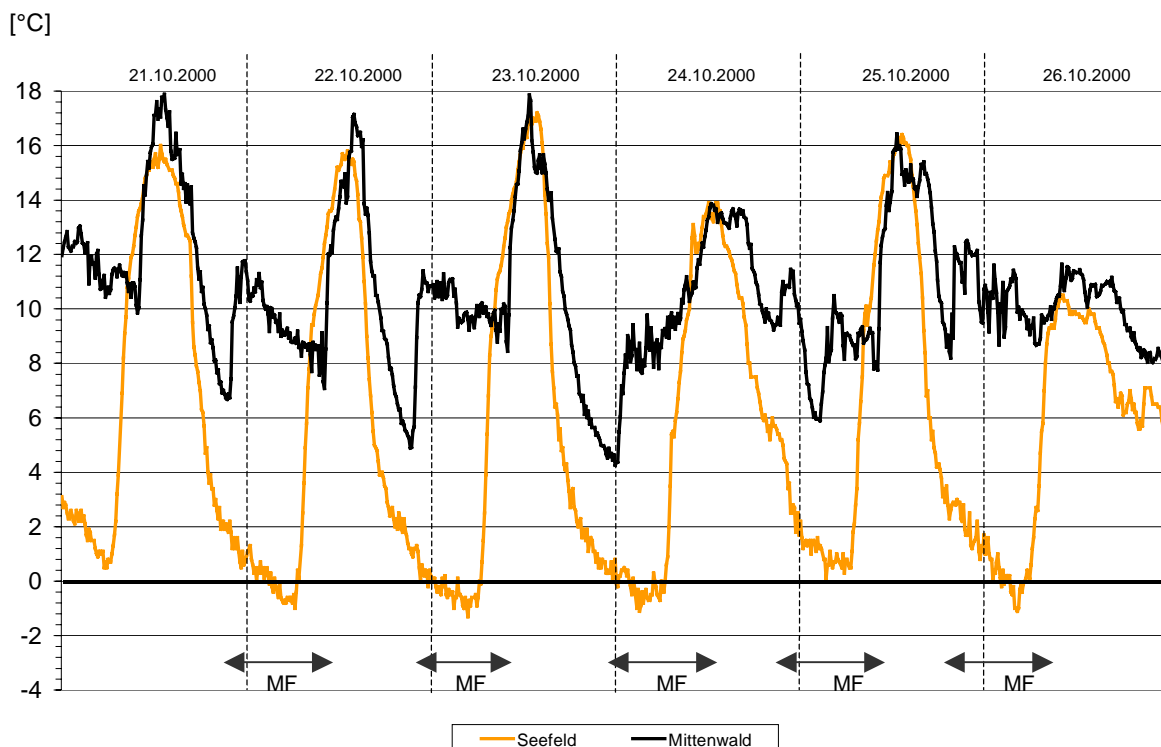
### 3. 4 Vergleich der Meßdaten mit den Daten von Seefeld

Im Rahmen der ersten Meßkampagne wurden auch meteorologische Daten der Wetterstation Seefeld miteinbezogen und mit den Daten der Stationen Mittenwald und Ederkanzel verglichen. Auffallend hohe nächtliche Temperaturunterschiede wurden z. B. während der Schönwetterphase zu Beginn der dritten Oktoberdekade 2000 verzeichnet. Vor allem gegen Mitternacht verblieb Mittenwald um ca. 10 Grad wärmer als Seefeld (Abb. 3.32), während untertags lediglich marginale Temperaturdifferenzen auftraten, die der Höhendifferenz von 260 m zwischen Mittenwald und Seefeld entsprachen. Zwischen Seefeld und der gleich hoch gelegenen Ederkanzel betragen die Temperaturunterschiede etwa 7 Grad, so daß hydrostatisch eine Druckdifferenz entstand, die von Druckmessungen an beiden Stationen bestätigt werden konnte. Die Daten zeigen nächtliche Druckdifferenzen bis 0,7 hPa (Abb. 3.33). Seefeld und Ederkanzel sind etwa 15 km voneinander entfernt, so daß ein Druckunterschied von 0,7 hPa gemäß

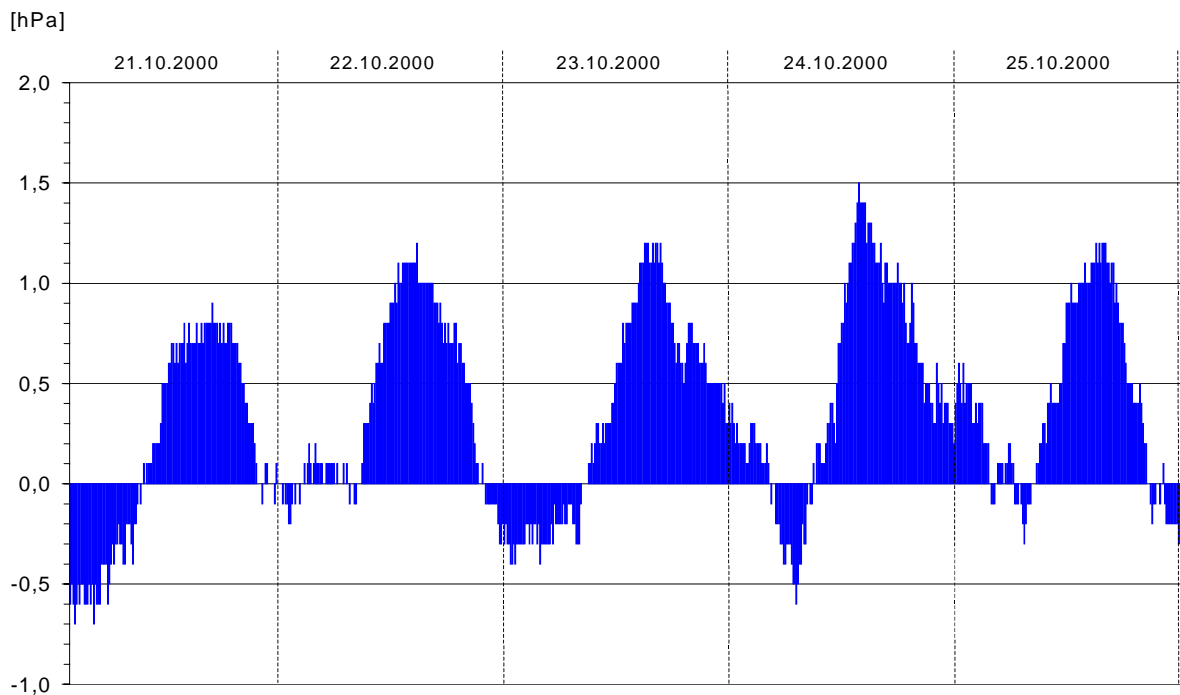
$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.1)$$

zu einer Beschleunigung von immerhin etwa  $15 \text{ ms}^{-1}$  pro Stunde führt.

Es ist anzunehmen, daß die nächtliche Abkühlungsrate der freien Atmosphäre über Mittenwald geringer ist als jene des Seefelder Plateaus, da sich der Erdboden im allgemeinen rascher abkühlt als die Talatmosphäre. Die nächtlichen tiefen Temperaturen auf dem Seefelder Plateau bewirken somit eine nach Norden gerichtete Druckgradientkraft, die den Antrieb der Strömung im Tal zwischen Seefeld und Scharnitz und dem Leutaschtal darstellt.

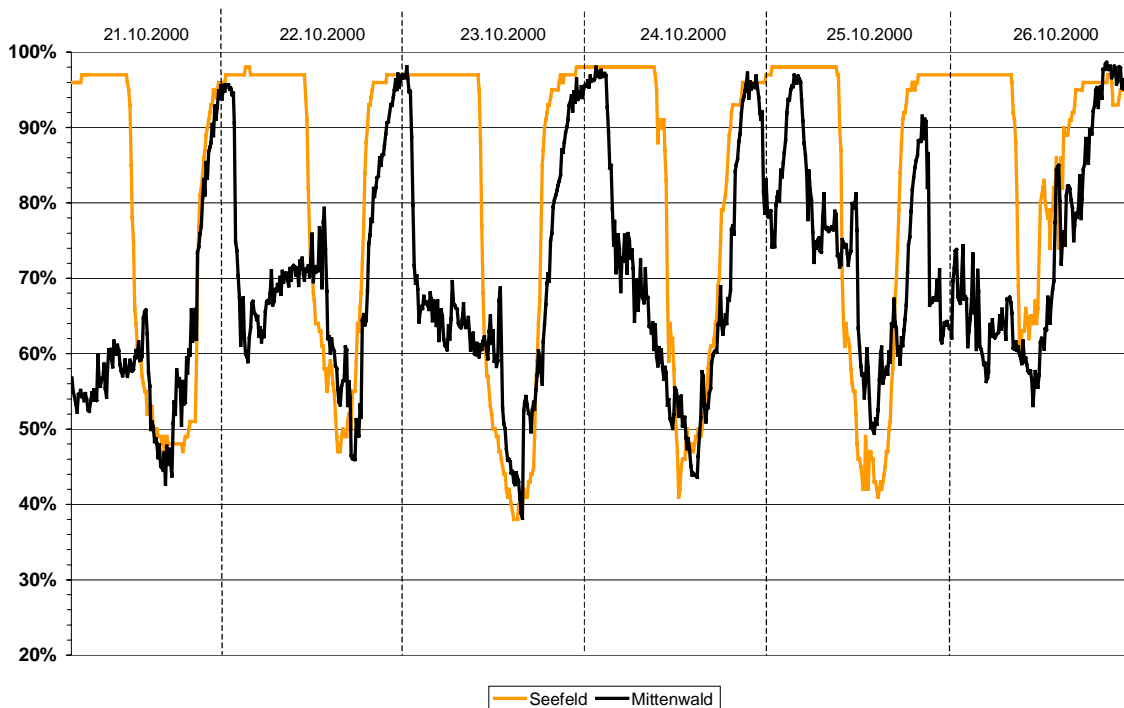


**Abb. 3.32:** Vergleich der Temperaturen von Mittenwald und Seefeld während der Schönwetterperiode vom 21. bis 26.10.2000. Die Pfeile mit der Bezeichnung „MF“ zeigen die Miniföhnperioden an.



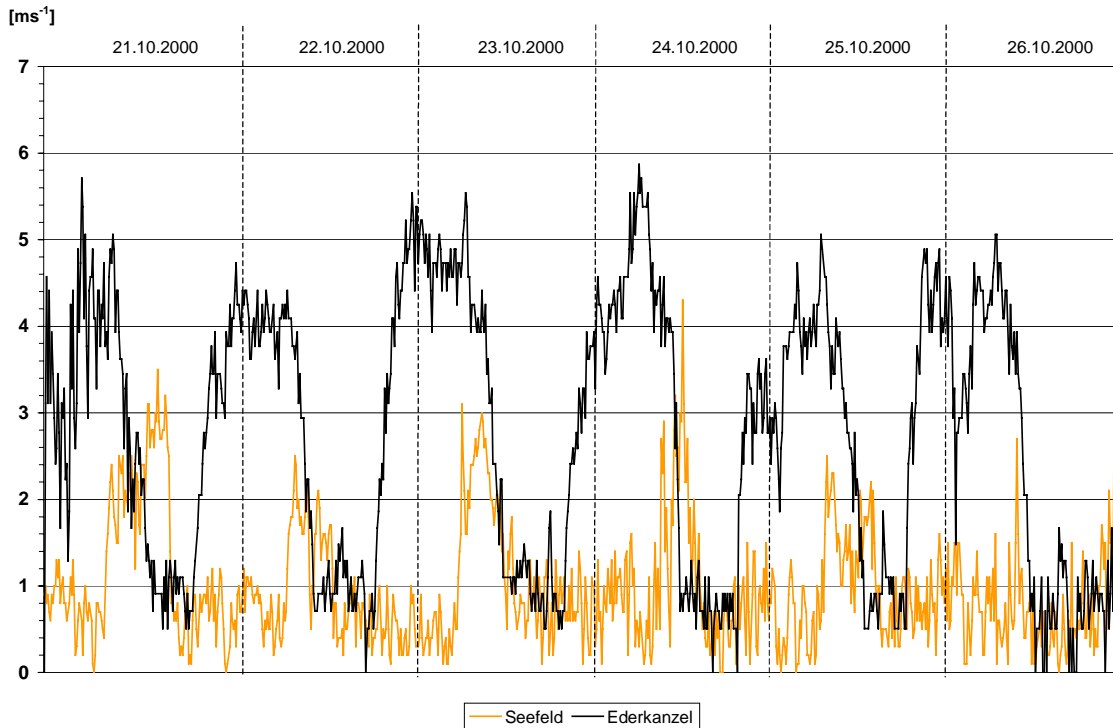
**Abb. 3.33:** Die Druckdifferenz zwischen Ederkanzel und Seefeld (jeweils 1180 m) im Zeitraum 21.10. – 26.10.2000.

Auch der Vergleich der relativen Luftfeuchtigkeit zeigt beachtliche Unterschiede: während in Seefeld bereits vor Mitternacht praktisch Sättigung herrschte, lagen die Werte in Mittenwald nur zwischen 60 und 70 % (Abb. 3.34).

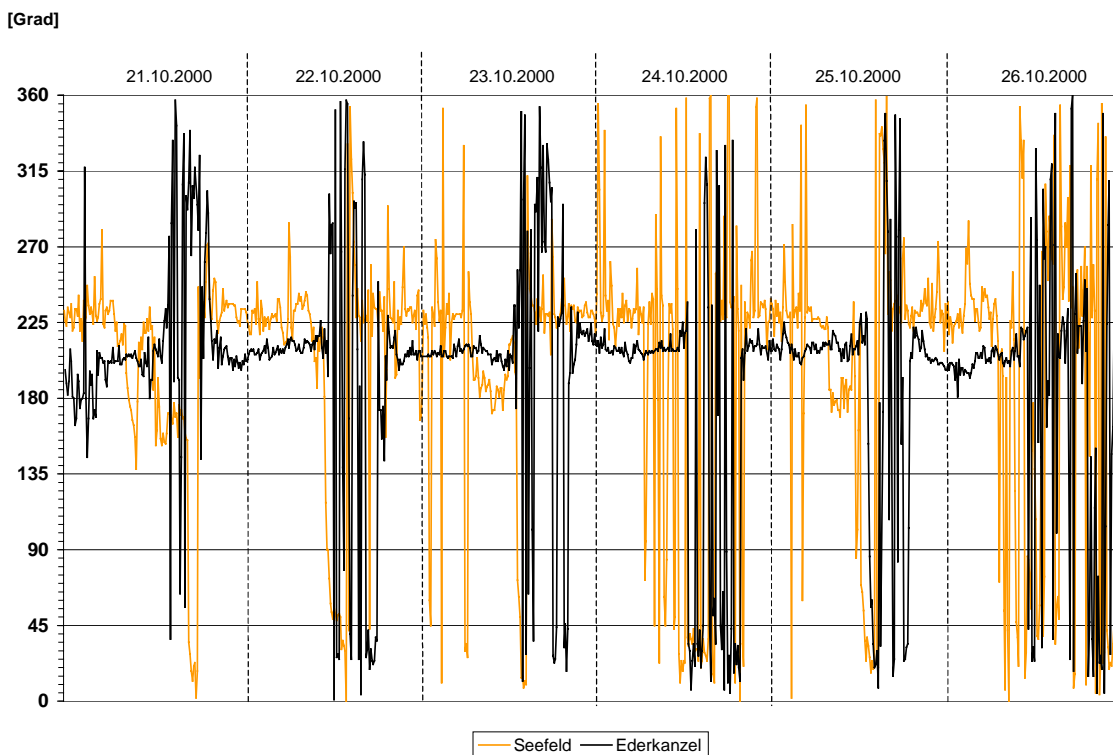


**Abb. 3.34:** Vergleich der relativen Luftfeuchten in Seefeld und Mittenwald im Zeitraum 21.10. – 26.10.2000.

Weiter fällt auf, daß während der Nachtstunden in Seefeld kaum Wind wehte ( $< 1 \text{ ms}^{-1}$ ), auf der Ederkanzel dagegen häufig  $5 \text{ ms}^{-1}$  überschritten wurden (Abb. 3.35). Ähnlichkeiten bestehen dagegen in der tageszeitlichen Änderung der Windrichtung: tagsüber herrschte sowohl in Seefeld und Mittenwald als auch auf der Ederkanzel Nordwind (Taleinwind) vor, nachts dagegen Südwestwind, wobei die mittlere Windrichtung auf der Ederkanzel  $205^\circ$  und in Seefeld  $225^\circ$  betrug (Abb. 3.36).



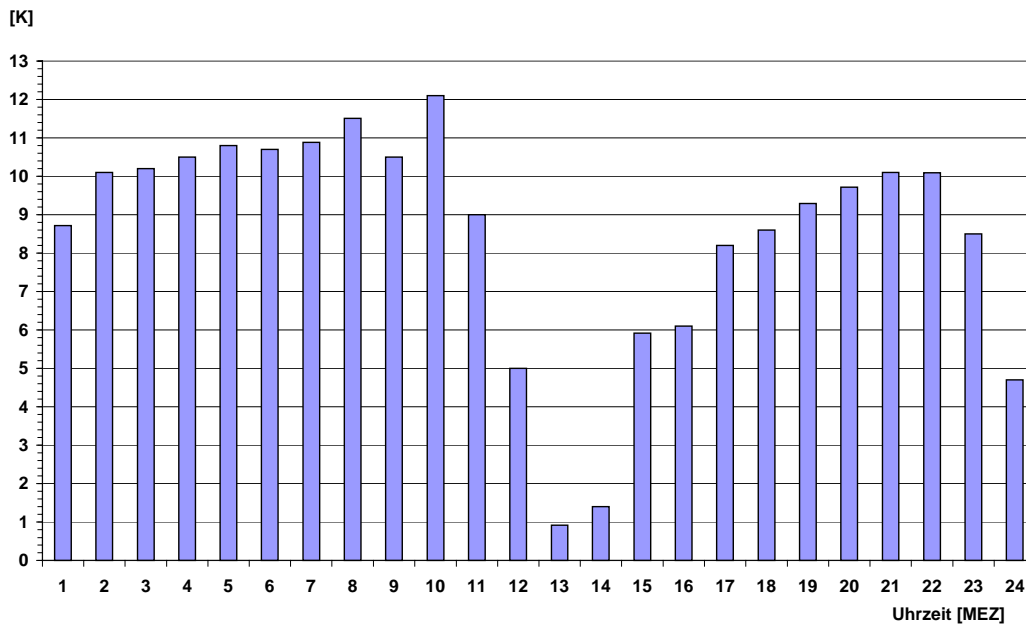
**Abb. 3.35:** Vergleich der Windgeschwindigkeiten von Seefeld und Ederkanzel (21.10. – 26.10.2000)



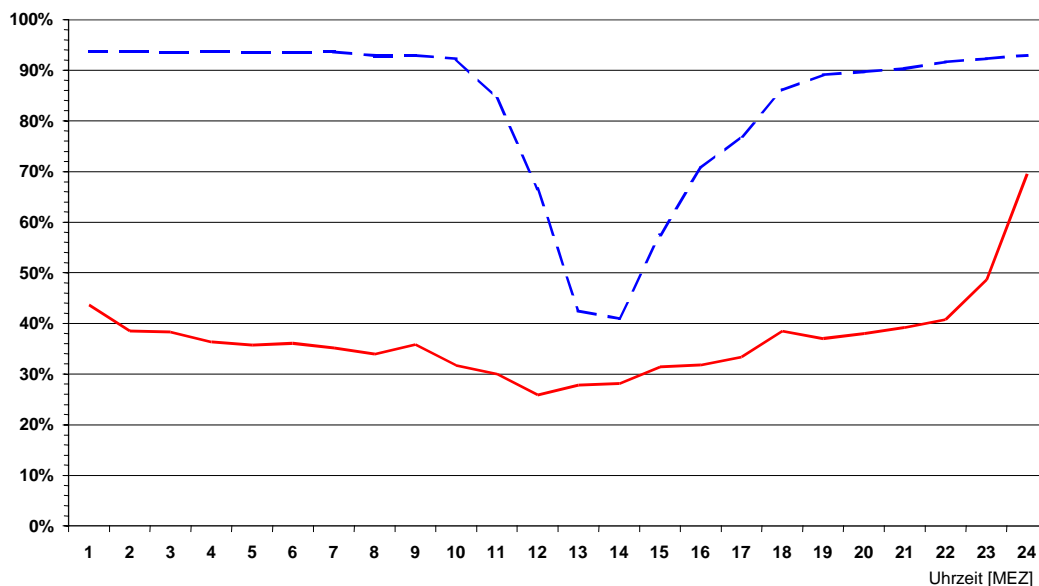
**Abb. 3.36:** Vergleich der Windrichtungen von Seefeld und Ederkanzel (21.10. – 26.10.2000)

### 3.5 Temperaturvergleich zwischen Mittenwald und Garmisch

Aufgrund der außergewöhnlich hohen Miniföhnaktivität im Winter 2000/2001 konnten zahlreiche Miniföhnfälle analysiert werden. Ein Vergleich der Temperaturen von Mittenwald (920 m) und Garmisch (700 m) ergab, daß während des Auftretens von Miniföhn Mittenwald meist deutlich wärmer als Garmisch verblieb, Insbesondere in den Nachtstunden war Mittenwald um bis zu 12 Grad wärmer, tagsüber war Garmisch nur kurzzeitig geringfügig wärmer (allerdings weniger als es dem Höhenunterschied entsprechen würde). Als Extrembeispiel sei der 1.12.2000 angeführt:

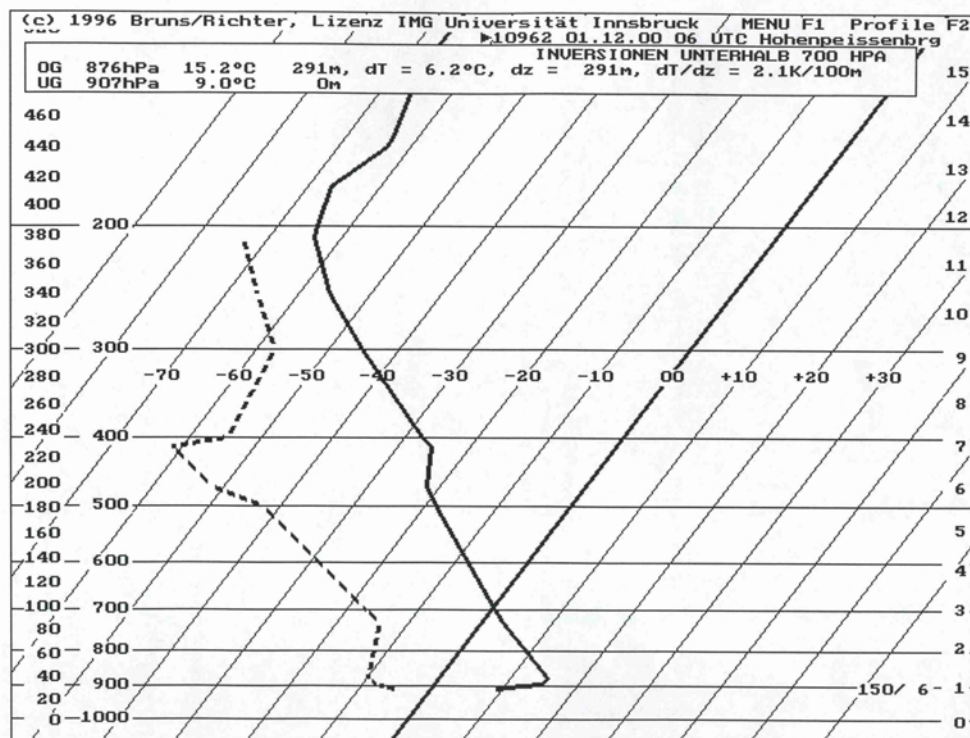


**Abb. 3.37:** Die Temperaturdifferenz Mittenwald - Garmisch am 1.12.2000.



**Abb. 3.38:** Relative Luftfeuchtigkeit in Mittenwald (durchgezogene Linie) und in Garmisch (gestrichelte Linie) am 1.12.2000. In Mittenwald dauerte die Miniföhnperiode während des kompletten Zeitraums und endete erst kurz vor Mitternacht.

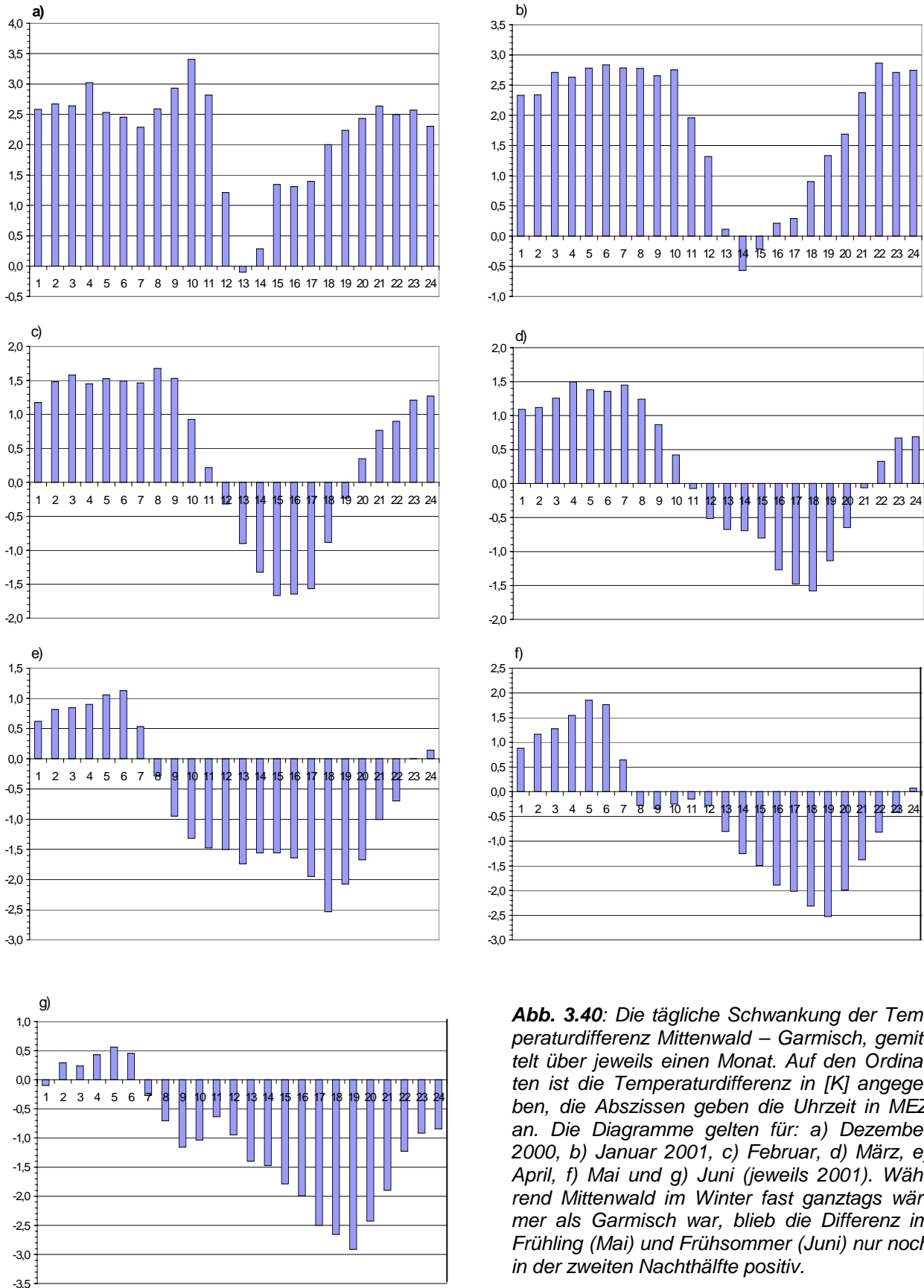
Die Großwetterlage an diesem Tag war geprägt von einem umfangreichen Tiefdruckgebiet mit Kern westlich der Britischen Inseln, das an seiner Vorderseite subtropische Warmluft nach Mitteleuropa steuerte, die auf bodennah noch vorhandene kalte Luftmassen aufglitt. Während sich die Luft in Garmisch nachts aufgrund der fehlenden Luftbewegung abkühlen konnte, verblieb Mittenwald in einer kräftigen Miniföhnströmung, mit der die trockene Warmluft von oberhalb der Inversion ins Tal geführt wurde. Als Folge davon lagen die Temperaturen in Mittenwald während der Nacht- und Vormittagsstunden um 10 – 12 Grad über den Werten von Garmisch (Abb. 3.37), während die relative Luftfeuchtigkeit die niedrigeren Werte in Mittenwald aufwies (unter 40% auch in den Nachtstunden, siehe Abb. 3.38). In Garmisch konnte sich die sehr warme und trockene Luft lediglich am frühen Nachmittag vorübergehend bis zum Boden durchsetzen, so daß auch hier ein markanter Temperaturanstieg und ein ebenso deutlicher Rückgang der relativen Feuchte zu verzeichnen waren (Abb. 3.38). Dieser Vorgang steht jedoch nicht im Zusammenhang mit Miniföhn, sondern mit einem „Ausheizen“ der Inversion. Diese ist im Radiosondenaufstieg vom Hohenpeißenberg klar zu sehen: um 6 UTC wurden 9°C im Gipfelniveau und 15°C in ca. 1270 m gemessen (Abb. 3.39). Zur gleichen Zeit hatte es in Mittenwald 10°C, in Garmisch dagegen nur -1°C.



**Abb. 3.39:** Der Radiosondenaufstieg Hohenpeißenberg vom 1.12.2000, 06 UTC.

Die überaus große Häufigkeit an Miniföhnfällen in diesem Winter brachte es mit sich, daß Mittenwald nicht nur an einzelnen Tagen, sondern sogar im Monatsmittel wärmer als Garmisch verblieb, obwohl letzterer Ort 220 m niedriger liegt. Abb. 3.40 zeigt die täglichen Schwankungen der Temperaturdifferenz zwischen Garmisch und Mittenwald, gemittelt über jeweils einen Monat im Zeitraum Dezember 2000 bis Juni 2001. Verglichen wurden die Temperaturen nur zur vollen Stunde, da die Wetterstation Garmisch nur zu diesen Zeiten meldet. Im Dezember (Abb. 3.40a) und Januar (Abb. 3.40b) war Mittenwald im Mittel ganztags wärmer als Garmisch, mit Ausnahme um 13 Uhr im Dezember und von 13 – 15 Uhr im Januar. Im Februar und März stiegen die Mittenwalder Temperaturen erst ab 20 Uhr bzw. 22 Uhr über die Garmischer Werte an (Abb. 3.40c, d), während im Mai und Juni nurmehr die zweite Nachthälfte die höheren Temperaturen in Mittenwald aufwies, da zu dieser Jahreszeit die Miniföhnhäufigkeit im Vergleich zum Winter bereits deutlich zurückgegangen war. Dies steht im Einklang mit den Resultaten von Huber (1920), der mit Hilfe von mehrjährigen Meßreihen

zu dem Schluß kam, daß die Perioden der lokalen Erwärmung in Mittenwald vorwiegend in den Wintermonaten auftreten.

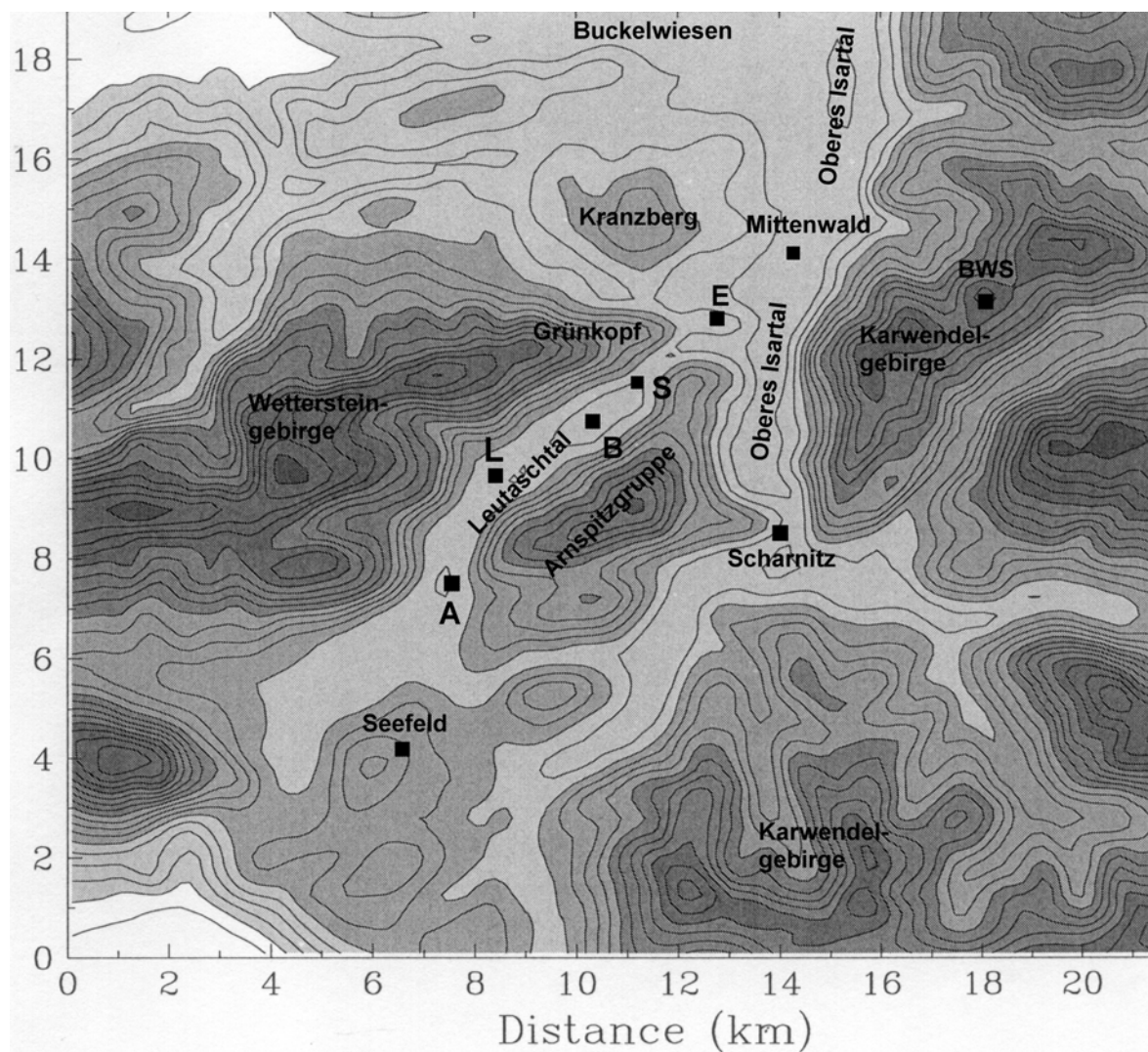


**Abb. 3.40:** Die tägliche Schwankung der Temperaturdifferenz Mittenwald – Garmisch, gemittelt über jeweils einen Monat. Auf den Ordinaten ist die Temperaturdifferenz in [K] angegeben, die Abszissen geben die Uhrzeit in MEZ an. Die Diagramme gelten für: a) Dezember 2000, b) Januar 2001, c) Februar, d) März, e) April, f) Mai und g) Juni (jeweils 2001). Während Mittenwald im Winter fast ganztags wärmer als Garmisch war, blieb die Differenz im Frühling (Mai) und Frühsommer (Juni) nur noch in der zweiten Nachthälfte positiv.

## 4. Die zweite Meßkampagne 2001/2002 (Leutaschtal)

### 4.1 Vorbemerkungen

Die erste Meßkampagne brachte bereits Aufschluß über das Ursprungsgebiet der Miniföhnströmung, doch wurden dabei nur punktuelle Temperaturmessungen und Windbeobachtungen mit Hilfe nächtlicher Autofahrten entlang des Leutasch- und südlichsten Isartales durchgeführt. Um mehr Informationen über die Strömungsstruktur im Leutaschtal zu gewinnen, wurden im Rahmen einer zweiten Meßkampagne vier automatische Wetterstationen entlang der Talachse errichtet, nämlich in Schanz, Burggraben, Lochlehn und Ahrn (Abb. 4.1), wobei sich letztere Station in unmittelbarer Nähe zur Talenge am südlichen Talausgang befand. Es wurden Daten über Trocken- und Feuchttemperatur (2 m über Grund), Wind (3,5 m über Grund) und Druck gesammelt (Mittelungsintervall jeweils 2 Minuten). Die Messungen begannen Ende Oktober 2001 und dauerten fünf Wochen. Im Dezember und Januar lieferten die solarbetriebenen Stationen nur noch sporadisch Daten, da aufgrund der um diese Jahreszeit fehlenden Sonneneinstrahlung im Leutaschtal die Stromversorgung kaum noch aufrechterhalten werden konnte. Im Rahmen des zweiten Feldexperimentes wurden auch der Einfluß der großräumigen Temperatur- und Windverhältnisse auf die Entwicklung des bodennahen Windfeldes im Leutaschtal untersucht.



**Abb. 4.1:** Die Standorte der vier Leutaschtal-Stationen während des zweiten Feldexperimentes im Winter 2001/2002: Ahrn (A), Lochlehn (L), Burggraben (B) und Schanz (S).



## 4.2 Das Windfeld im Leutaschtal

Die Analysen der vier Stationen im Leutaschtal ergaben, daß sich - je nachdem, ob eine nennenswerte synoptischskalige Strömung vorhanden ist oder nicht - zwei unterschiedliche Strömungsmuster des Bodenwindes während Miniföhnperioden einstellen. Die folgenden Beispiele veranschaulichen beide Bodenwindfeldmuster. Im ersten Fall wird eine Wetterlage mit mäßiger Südostanströmung betrachtet (3.11.2001), siehe dazu auch den Radiosondenaufstieg von Innsbruck (35 km südlich von Mittenwald). Unterhalb etwa 2200 m wurden Südostwinde registriert, in größeren Höhen wehte der Wind aus Nordost (Tab. 4.1). Abb. 4.2 illustriert die tageszeitliche Variation des Windfeldes im Leutaschtal, wobei die Windgeschwindigkeiten jeweils über ein stündliches Intervall gemittelt wurden. Angegeben sind die Intervalle vom 2.11. (12 – 13 UTC) bis 3.11. (12 – 13 UTC), wobei auch die Winddaten aus Seefeld einbezogen wurden. Diese zeigen in den Nachmittagsstunden des 2.11. ähnliche Werte wie die Leutaschtal-Stationen, allerdings mit einer Tendenz zu höheren Werten in Seefeld (siehe z.B. das Intervall 18 – 19 UTC in Abb. 4.2). Da das Seefelder Plateau ein breiter, paßähnlicher Übergang zwischen dem Alpennordrand und dem mehr inneralpinen Inntal darstellt, ist anzunehmen, daß das Plateau ein ausgeprägteres Talwindssystem besitzt als das etwas abseits gelegene Leutaschtal. Die scheint tagsüber auch der Fall zu sein, doch nächtliche Windmessungen belegen eine Tendenz zu höheren Windgeschwindigkeiten im Leutaschtal, insbesondere im Norden des Tales In Schanz betrug die über das Intervall 1 – 2 UTC (Abb. 4.2) gemittelte Windgeschwindigkeit  $5 \text{ ms}^{-1}$ , wohingegen Seefeld im gleichen Zeitraum fast windstill verblieb.

11120 LOWI Innsbruck-Flughafen Observations at 03Z 03 Nov 2001							
PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT
hPa	M	°C	°C	%	g/kg	deg	knot
1000.0	310						
967.0	593	-1.1	-1.2	99	3.64	270	2
957.0	674	0.4	0.1	98	4.04	261	3
925.0	938	1.0	-1.6	83	3.69	230	6
921.0	973	1.2	-1.2	84	3.82	224	6
894.0	1212	0.8	-2.6	78	3.55	184	6
877.0	1367	0.2	-3.7	75	3.33	158	6
850.0	1618	1.0	-6.0	60	2.89	115	6
825.0	1859	2.6	-7.4	48	2.67	115	5
797.0	2139	3.8	-4.2	56	3.53	115	4
788.0	2231	3.8	-4.5	55	3.49	115	4
767.0	2451	3.8	-5.2	52	3.40	97	8
759.0	2536	3.6	-5.2	53	3.45	90	10
737.0	2774	3.1	-5.0	55	3.59	85	21
707.0	3111	2.4	-4.8	59	3.79	55	17
700.0	3192	2.2	-4.8	60	3.84	55	19
678.0	3450	2.6	-6.4	52	3.51	47	19
671.0	3533	1.9	-6.8	53	3.45	45	19
635.0	3975	-1.7	-8.7	59	3.15	65	23
616.0	4218	-3.7	-9.7	63	2.99	55	27
607.0	4333	-4.3	-10.7	61	2.80	50	29
592.0	4529	-5.3	-12.5	57	2.49	60	31
541.0	5233	-9.0	-18.7	45	1.62	50	19
535.0	5321	-9.5	-19.5	44	1.53	48	20
502.0	5809	-13.1	-23.1	43	1.20	35	23
500.0	5840	-13.3	-23.3	43	1.18	35	23

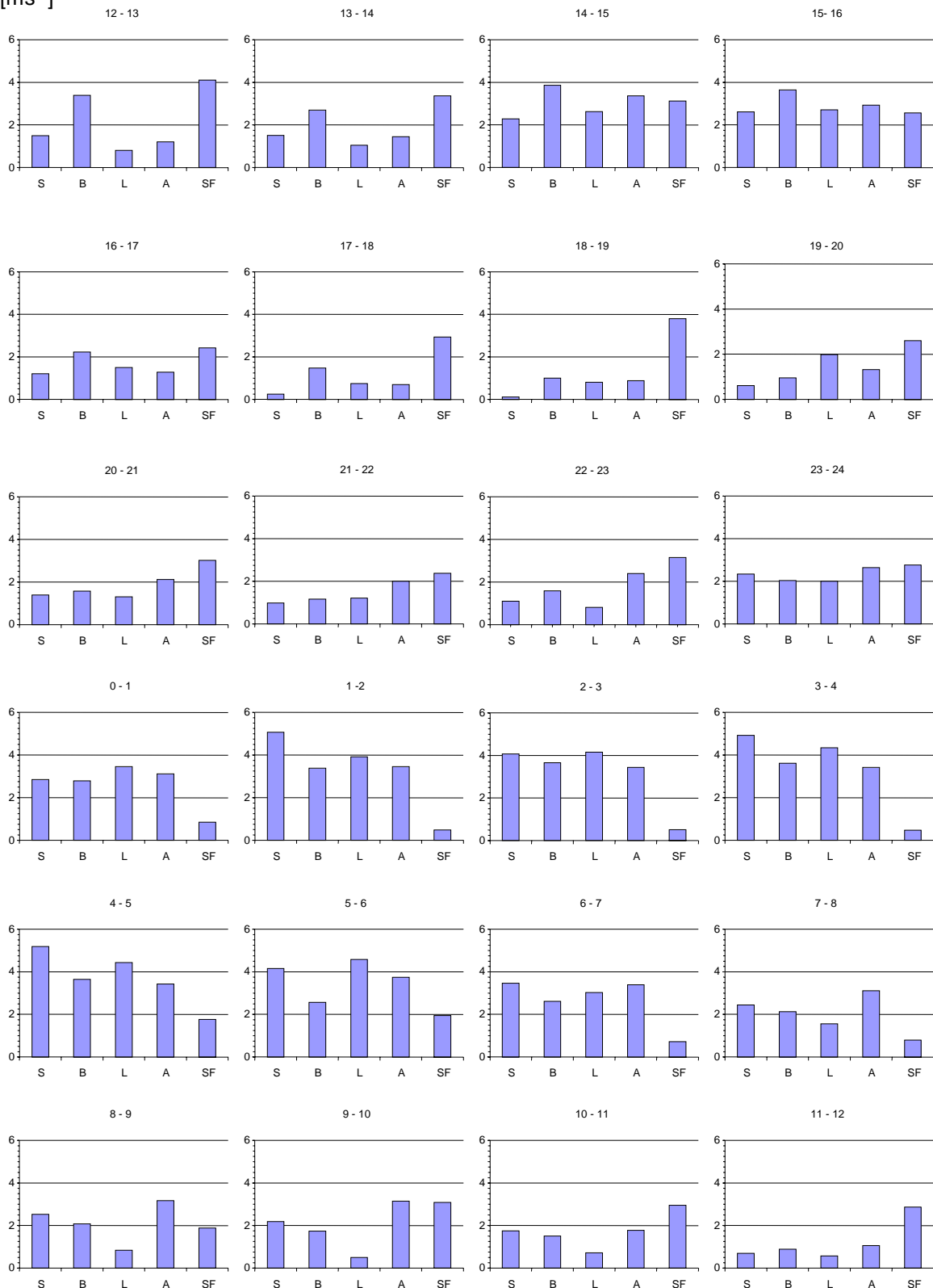
**Tab. 4.1:** Radiosondenaufstieg von Innsbruck vom 3.11.2001 (3 UTC).

Die Wettersituation in der folgenden Nacht war ähnlich, doch schwächten sich die großräumigen Druckunterschiede über Mitteleuropa deutlich ab und somit auch die synoptischskaligen Windgeschwindigkeiten. Entsprechend registrierte auch der Innsbrucker Radiosondenaufstieg vom 4.11.01 (3 UTC; Tab. 4.2) nur noch schwache Winde um  $2 \text{ ms}^{-1}$  aus unterschiedlichen Richtungen; selbst in Höhen zwischen 4000 und 4600 m wurden  $4 \text{ ms}^{-1}$  nicht überschritten. Auch das Bodenwindfeld im Leutaschtal veränderte sich im Vergleich zur Nacht davor dahingehend, daß die stetige Windgeschwindigkeitszunahme stromabwärts nicht mehr vorhanden war, sondern das Maximum bereits ungefähr auf halber Strecke zwischen den nördlichen und südlichen Talenden auftrat (Abb. 4.3). Die plötzliche Windzunahme an der Talenge bei Ahrn konnte jedoch in allen Fällen beobachtet werden. Dieses Verhalten erinnert an die Windverhältnisse des Mistral-Windsystems im französischen Rhône-tal (Pettre, 1982). Die wichtigsten Eigenschaften des Mistrals sind relativ schwache Winde im nördlichen Rhône-tal, eine plötzliche Windzunahme an der Talenge im mittleren Talabschnitt, eine stetige Temperaturzunahme von Norden nach Süden und ein Maximum der Windgeschwindigkeit in den südlichen Talabschnitten, wobei die Geschwindigkeitszunahme üblicherweise mit einem ausgeprägten Absinken der Inversionsschicht verbunden war, welche die Mistralströmung nach oben hin begrenzt (Pettre, 1982). Ein direkter Vergleich zwischen Miniföhn und Mistral ist jedoch nicht statthaft, da beide Windsysteme auf unterschiedlichen Skalen ablaufen; außerdem ist der Mistral kein thermisch getriebenes Windsystem.

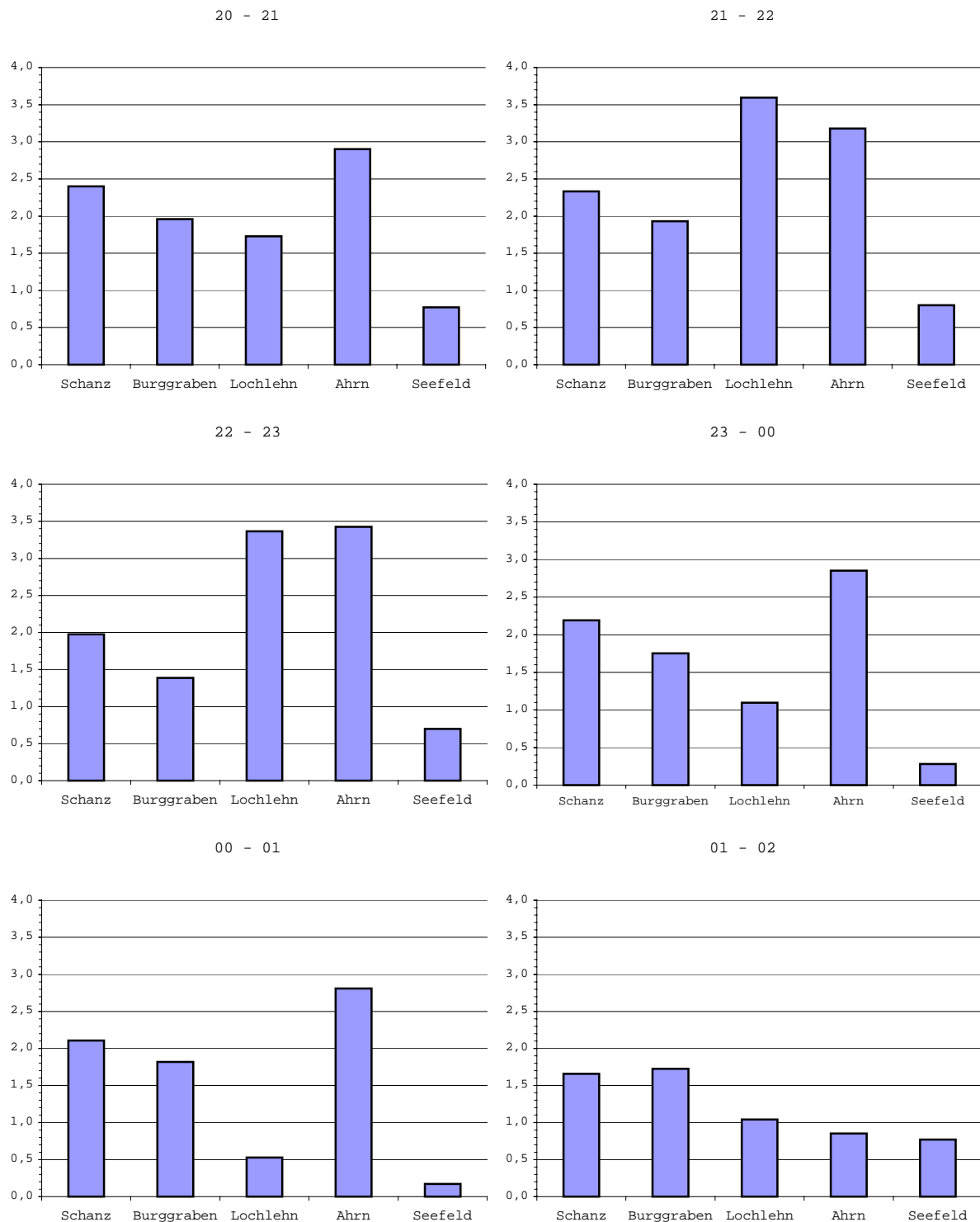
11120 LOWI Innsbruck-Flughafen Observations at 03Z 04 Nov 2001							
PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT
hPa	M	C	C	%	g/kg	deg	Knot
1000.0	231						
958.0	593	0.2	0.2	100	4.07	240	2
925.0	865	3.8	1.0	82	4.47	275	6
912.0	980	5.2	0.8	73	4.47	258	6
870.0	1367	6.6	-1.4	57	3.99	203	4
850.0	1558	6.6	-1.4	57	4.08	175	4
789.0	2171	7.6	-2.4	49	4.08	215	4
770.0	2372	7.0	-4.0	45	3.71	228	4
744.0	2655	8.2	-22.8	9	0.83	247	4
710.0	3039	5.4	-8.6	36	2.83	272	4
700.0	3155	4.4	-10.6	33	2.45	280	4
664.0	3583	1.2	-24.8	12	0.78	288	6
629.0	4015	-2.7	-11.7	50	2.49	297	8
626.0	4053	-2.7	-19.7	26	1.29	298	8
578.0	4677	-8.2	-18.3	44	1.57	310	12
557.0	4966	-10.7	-17.7	56	1.72	354	15
552.0	5036	-10.8	-21.6	41	1.24	5	16
549.0	5078	-10.9	-23.9	33	1.02	5	15
534.0	5289	-12.4	-24.7	35	0.97	5	14
510.0	5640	-14.8	-26.0	38	0.90	320	12
505.0	5715	-15.3	-26.3	38	0.89	320	13
500.0	5790	-15.7	-27.7	35	0.79	320	14

**Tab. 4.2:** Radiosondenaufstieg von Innsbruck vom 4.11.2001 (3 UTC).

[ms<sup>-1</sup>]



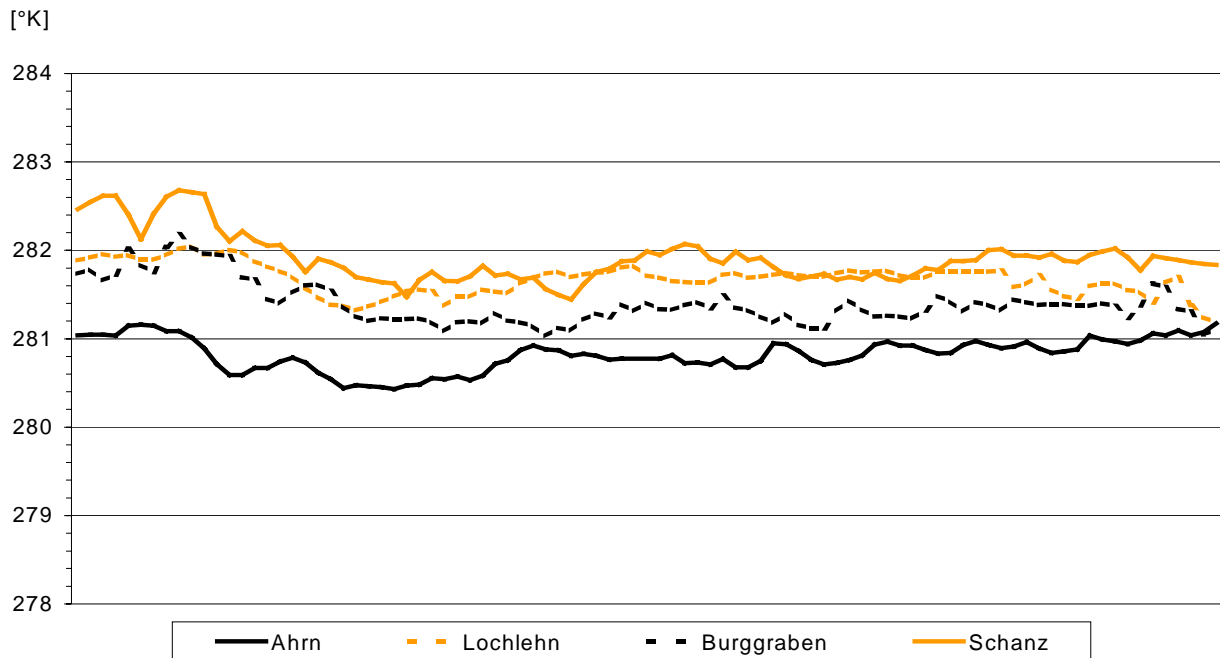
**Abb. 4.2:** Ein Beispiel für die tageszeitliche Entwicklung des Bodenwindfeldes im Leutaschtal (2.11. – 3.11.2001). Die Winddaten von Schanz (S), Burggraben (B), Lochlehn (L), Ahn (A) und Seefeld (SF) wurden über jeweils ein Stundenintervall gemittelt. Das jeweilige Stundenintervall ist über den einzelnen Abbildungen angegeben.



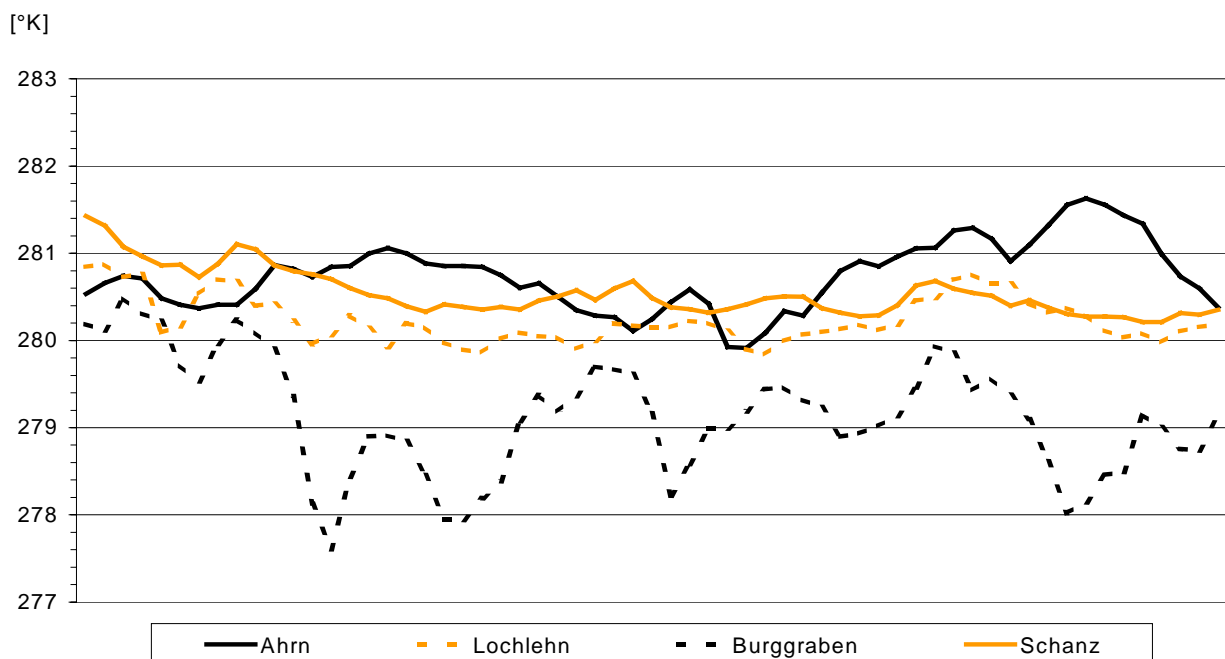
**Abb. 4.3:** Das Bodenwindfeld im Leutaschtal in der Nacht vom 3.11. zum 4.11.2001. Die Windgeschwindigkeiten sind über eine Stunde gemittelt (das jeweilige Zeitintervall ist über den einzelnen Abbildungen vermerkt). Windgeschwindigkeiten sind in  $\text{ms}^{-1}$  und Uhrzeiten in UTC angegeben.

Die Temperaturverhältnisse entlang des Leutaschtales entsprechen dem, was man aufgrund des Windverhaltens erwarten würde. Da aber zwischen den vier Meßstationen ein Höhenunterschied bis zu 60 m besteht (Schanz 1010 m, Ahrn 1070 m), wurden anstelle der tatsächlichen Lufttemperaturen die potentiellen Temperaturen betrachtet. Am 3.11.01 (Abb. 4.4) war Ahrn erwartungsgemäß potentiell am kältesten, während Schanz um 1 – 1,5 Grad potentiell wärmer war, was auf die stärkere Durchmischung im nördlichen Leutaschtal zurückzuführen

ist. Allerdings verblieb Lochlehn durchgehend geringfügig potentiell wärmer als die weiter nördlich gelegene Burggraben-Station. Derart kleine Abweichungen in der potentiellen Temperatur können allerdings auch durch die unterschiedliche Kalibrierung der Temperatursensoren zustandekommen. In der darauffolgenden Nacht kehrten sich die Verhältnisse zumindest teilweise um (Abb. 4.5). Die höchsten potentiellen Temperaturen stellten sich in Schanz und Ahrn ein, während die Burggraben-Station die niedrigsten  $\Theta$ -Werte verzeichnete. Der Unterschied zwischen Ahrn und Burggraben lag zwischen 2 – 2,5 Grad.



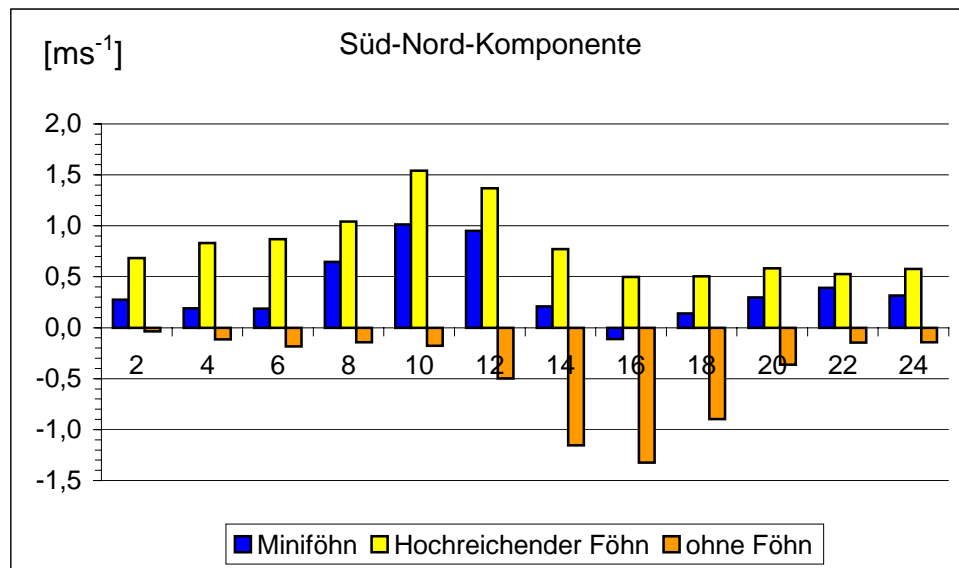
**Abb. 4.4:** Die potentiellen Temperaturen an den vier Meßpunkten im Leutaschtal im Zeitraum 2 – 5 UTC während der Miniföhnperiode vom 3.11.2001.



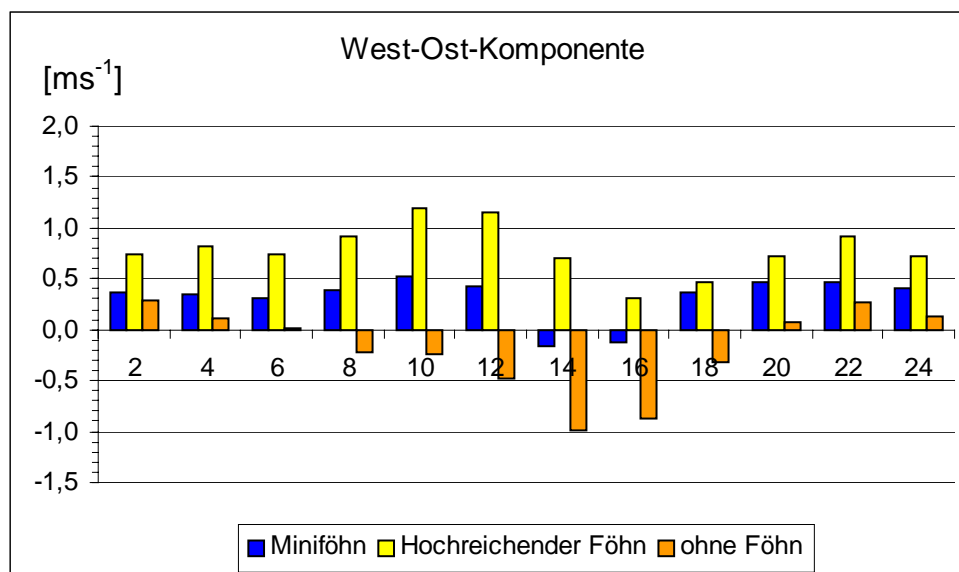
**Abb. 4.5:** Die potentiellen Temperaturen an den vier Meßpunkten im Leutaschtal im Zeitraum 1 – 3 UTC während der Miniföhnperiode vom 4.11.2001.

In Ergänzung zur zweiten Meßkampagne wurden auch die Winddaten der ZAMG-Meßstation Seefeld betrachtet. Abb. 4.6 zieht einen Windkomponentenvergleich zwischen Miniföhn Tagen, Tagen mit hochreichendem Föhn und Tagen ohne Föhnereignis, bezogen auf die Seefelder Station. An föhnfreien Tagen weht in Seefeld in den Nachtstunden sehr schwacher Nordwestwind, tagsüber ab Mittag Nordostwind mit einem Stundenmittel von ca.  $1 \text{ ms}^{-1}$  (sowohl N-S- als auch W-O-Komponente). An Tagen mit Miniföhn in Mittenwald ist in den Nachtstunden schwacher Südwestwind in Seefeld aktiv, wobei das Stundenmittel der N-S-Komponente jedoch unter  $0,5 \text{ ms}^{-1}$  verbleibt. Erst im Verlauf des Vormittags wird der Wind stärker und erreicht zwischen 10 und 12 Uhr ein Maximum von  $1 \text{ ms}^{-1}$ . Bei hochreichendem Föhn lagen die Stundenmittel im allgemeinen jedoch auch unter  $1,5 \text{ ms}^{-1}$ , was der Erfahrungstatsache entspricht, daß Föhndurchbrüche in Seefeld relativ selten sind (Seibert, 1985).

a)

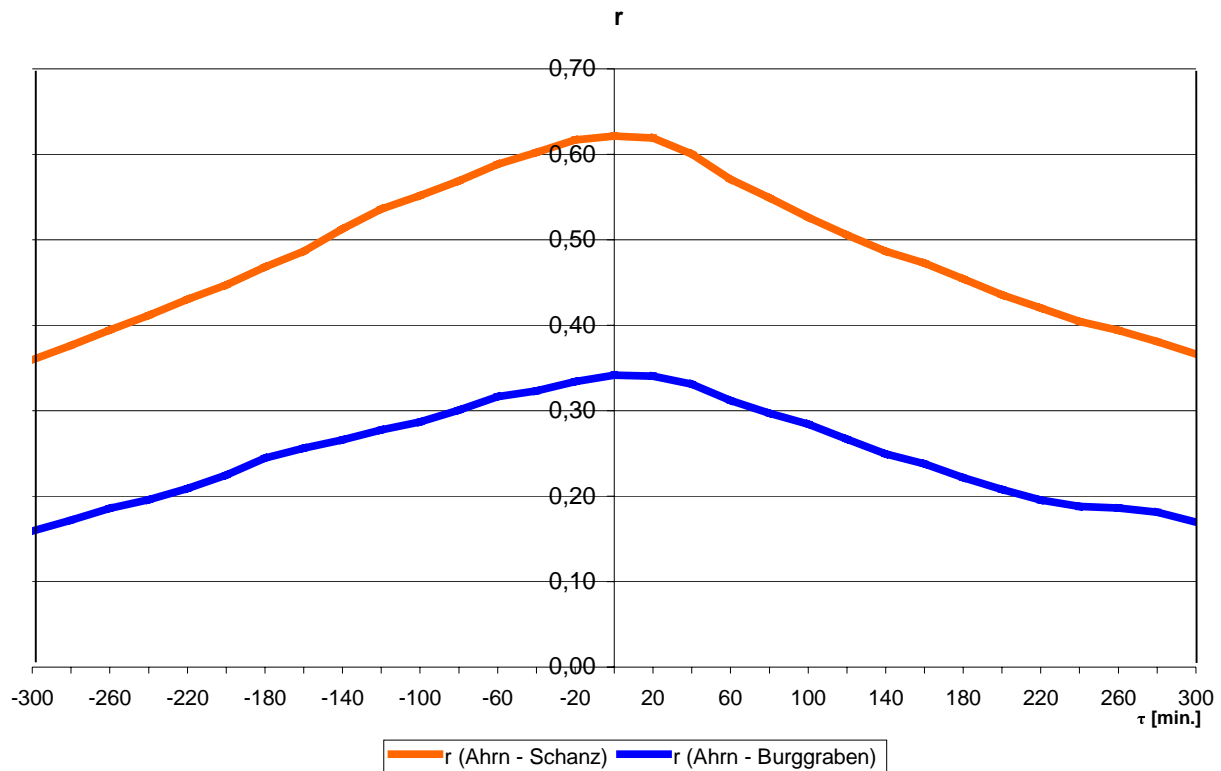


b)



**Abb. 4.6:** Die Windgeschwindigkeitskomponenten an der ZAMG-Meßstation Seefeld, angegeben für Tage mit Miniföhn bzw. hochreichendem Föhn in Mittenwald und für Tage ohne Föhn. (a) Nord-Süd-Komponente, (b) West-Ost-Komponente. Die angegebenen Winddaten sind Stundenmittelwerte.

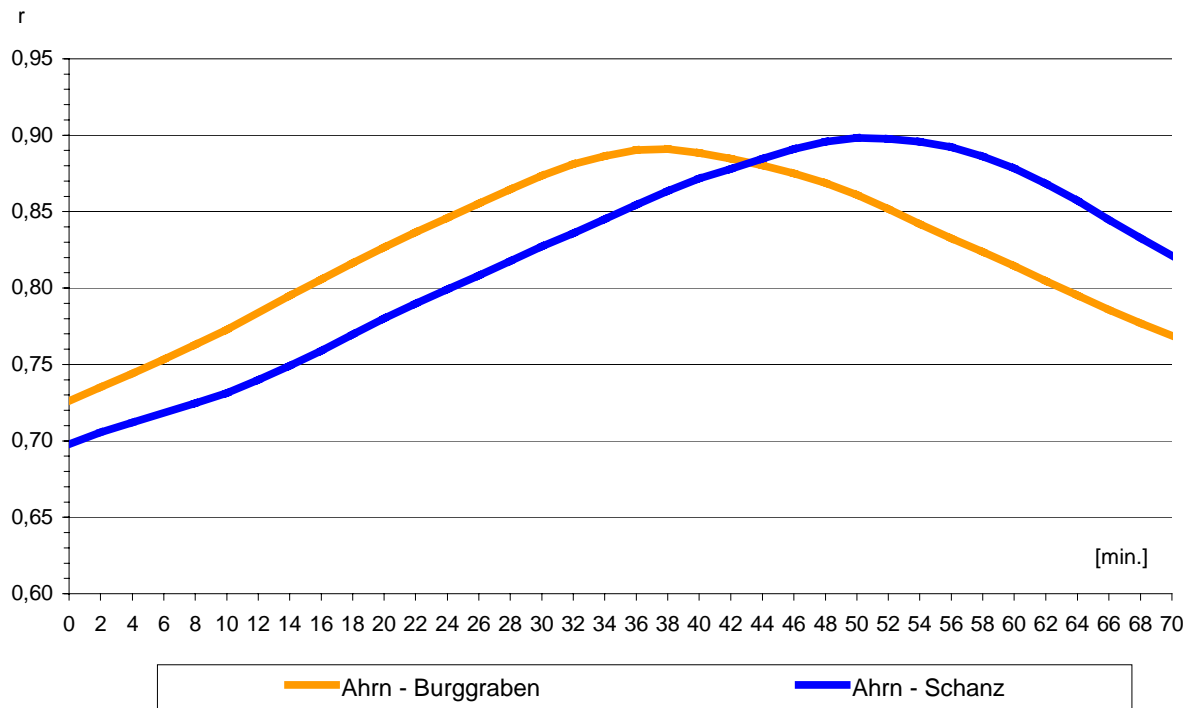
Mit Hilfe der hochaufgelösten Meßdaten der Leutascher Stationen wurden auch Kreuzkorrelationen bzgl. der Windgeschwindigkeit und der Temperatur gerechnet. Abb. 4.7. bezieht sich auf die gesamten Winddaten vom November 2001. Es zeigte sich, daß sich Windänderungen an der Station Ahrn ohne nennenswerte zeitliche Verzögerung auch im nördlichen Leutaschtal bemerkbar machen. Genauere Analysen ergaben, daß das Maximum der Korrelation bei einer Verschiebung (engl. „lag“) von 12 Minuten auftritt.



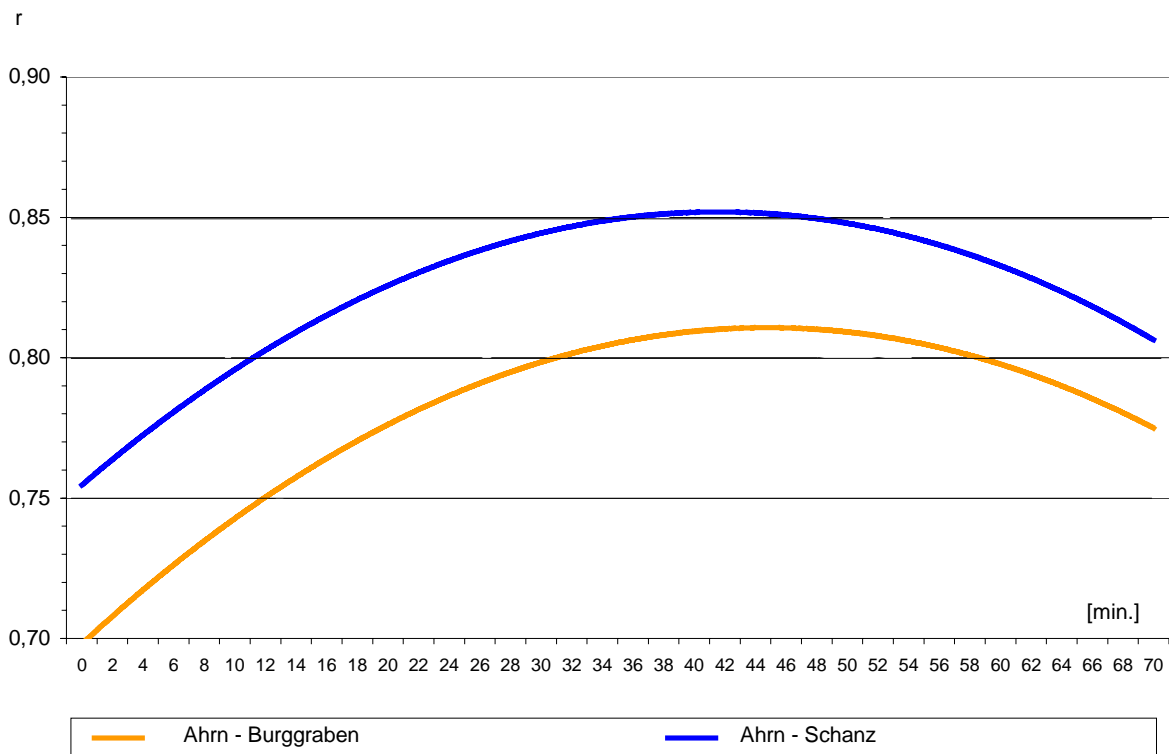
**Abb. 4.7:** Kreuzkorrelation der Windgeschwindigkeit zwischen der Station Ahrn und den Stationen Burggraben und Schanz. Die Ordinate gibt den Korrelationskoeffizienten  $r$  an, die Abszisse zeigt die Verschiebung  $\tau$  in Minuten an.

Ähnliche Resultate ergaben sich auch aus den Untersuchungen zum Talwindssystem im Innental (Zängl, 2004). Betrachtet man nur die Zeiträume, in denen die starke nächtliche Talauswindströmung im Leutaschtal einsetzt und die schließlich als Miniföhnströmung in Mittenwald ankommt, kommt man zwar praktisch zum gleichen Resultat, eine Ausnahme bildet diesbezüglich jedoch der Miniföhn vom 15.11.2001. Dieser war der einzige Miniföhnfall im ganzen November, der einen starken Temperaturanstieg an allen Leutascher Meßstationen bewirkte (von  $-12^{\circ}\text{C}$  auf  $-6^{\circ}\text{C}$  binnen weniger Minuten). Hier ergab sich die maximale Korrelation erst bei einer Verschiebung von 50 Minuten (Schanz) bzw. 38 Minuten (Burggraben) bezüglich des Temperatursignals (Abb. 4.8). Für das Windsignal ergaben sich ähnliche Werte (Abb. 4.9). Die Atmosphärenschichtung in der Nacht vom 15. zum 16.11. war sehr stabil (beispielsweise zeigte der Münchner Radiosondenaufstieg von 00 UTC in 850 hPa eine  $12^{\circ}$  höhere Temperatur als in Bodennähe), so daß die turbulente Durchmischung bei stark auffrischendem Wind im Leutaschtal zu einem entsprechend starken Temperaturanstieg im Bodenniveau führte. Im Falle einer starken Inversion zeigt offensichtlich nicht nur das Temperatursignal eine merkliche Verzögerung zwischen dem höher gelegenen südlichen Leutaschtal und den niedrigeren nördlichen Talregionen, auch das Windsignal benötigt eine entsprechend längere Zeit, obwohl der Höhenunterschied zwischen Ahrn und Schanz nur etwa 70 m beträgt.





**Abb. 4.8:** Kreuzkorrelation des Temperatursignals, errechnet für den 15.11.2001. Die Ordinate gibt den Korrelationskoeffizienten  $r$  an, die Ordinate zeigt die zeitliche Verschiebung (time lag) in Minuten an. Um eine zeitlich höher aufgelöste Darstellung zu erreichen, wurde nur der Graphenverlauf im Bereich der positiven Verschiebung gezeichnet.



**Abb. 4.9:** Geglättete Kurve der Kreuzkorrelation des Windsignals (Windgeschwindigkeit), errechnet für den 15.11.2001. Weitere Erläuterungen siehe Abb. 4.8.

## 5. Die dritte Meßkampagne 2002 (Buckelwiesen, Krün)

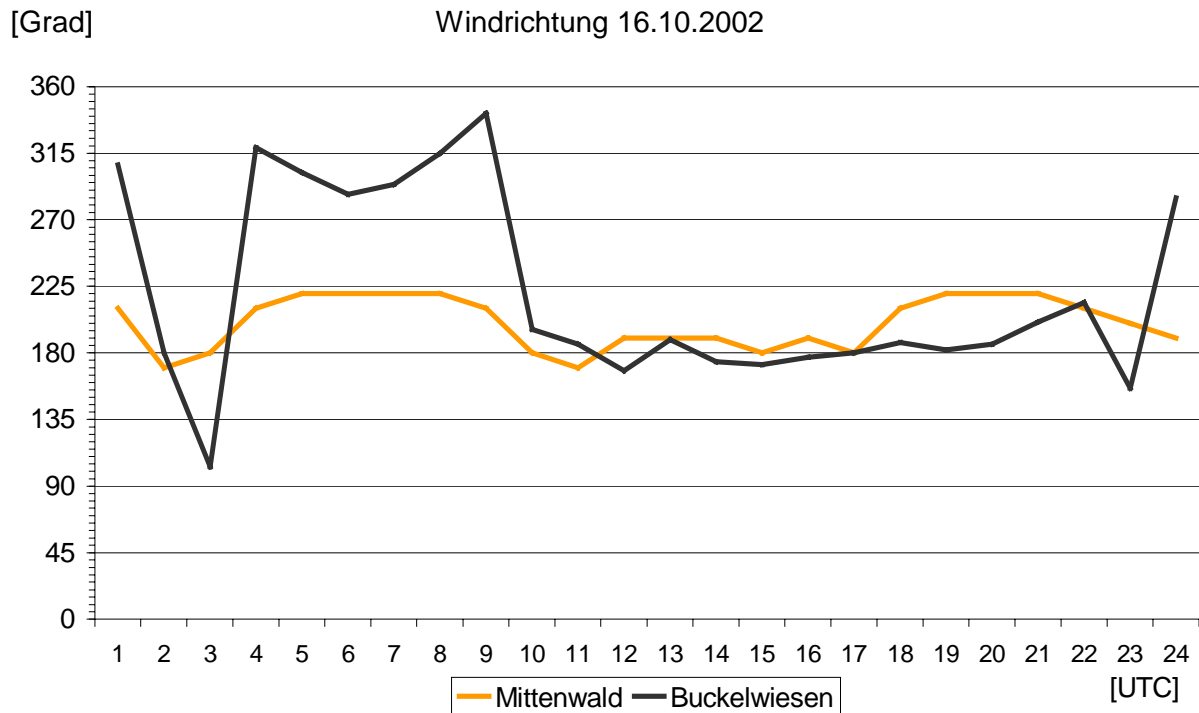
### 5.1 Vorbemerkungen

Das dritte Feldexperiment vom Sommer 2002 wurde zwar im Rahmen des bereits erwähnten VERTIKATOR-Projektes durchgeführt, es lieferte aber eine Reihe von interessanten Hinweisen auf das Verhalten des Bodenwindfeldes in der nördlichen Umgebung von Mittenwald bei Miniföhnaktivität. Eine automatische Meßstation wurde am höchsten Punkt (1006 m) der fast baumlosen Buckelwiesen-Hochebene errichtet, die sich 1 – 4 km nordwestlich von Mittenwald erstreckt. Die Station war vom 13.6. bis 20.11.2002 in Betrieb und sammelte Daten über Temperatur, Feuchte, Wind und Druck (Mittelungszeit der Originaldaten 2 Minuten), während von dem im benachbarten Ort Krün aufgestellten DWD-Windwegschreiber Stundenmittel der Winddaten zur Verfügung standen. Diese Station war von 20.6.2002 bis zum 30.4.2003 in Betrieb. Um die Daten besser vergleichen zu können, wurden auch die Winddaten der Buckelwiesen-Station über eine Stunde gemittelt (lediglich in Abb. 5.3 sind die Originalwerte verwendet worden).

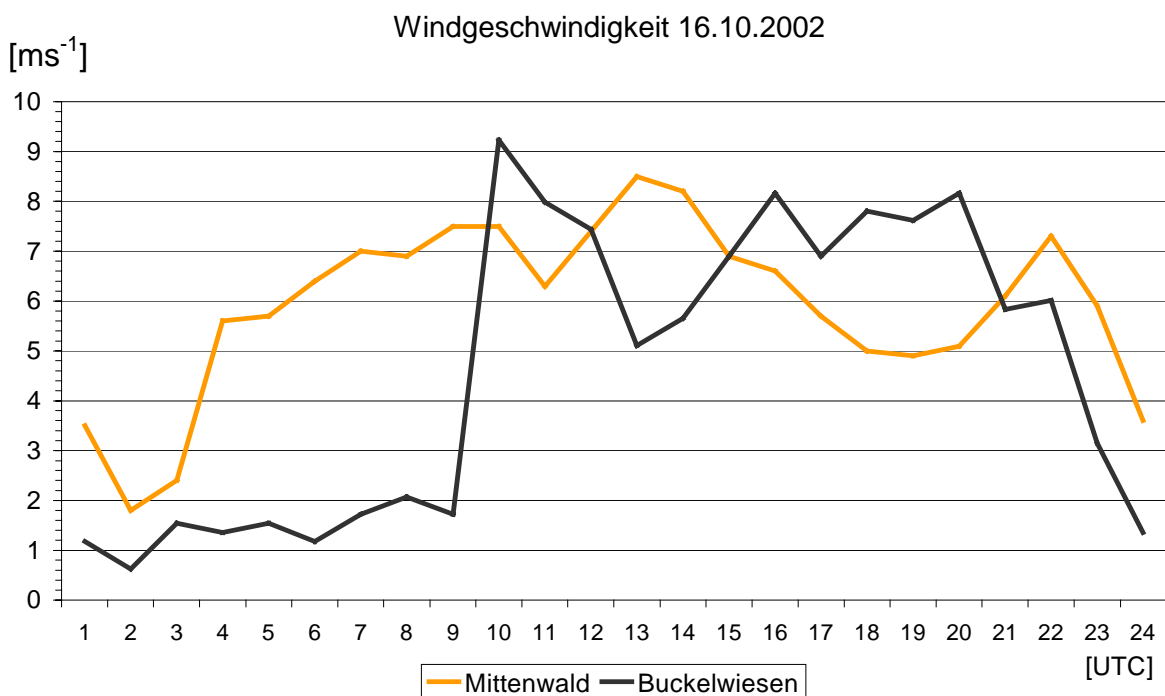
### 5.2 Das Bodenwindfeld auf dem Buckelwiesenplateau

Zunächst soll betrachtet werden, inwieweit sich die Miniföhnströmung auf das Bodenwindfeld auf dem Buckelwiesenplateau auswirkt. Abb. 5.1 zeigt die Windrichtungen auf den Buckelwiesen und in Mittenwald am 16.10.2002, als eine ausgesprochen starke Miniföhnströmung im oberen Isartal aktiv war. In den frühen Morgenstunden registrierte die DWD-Windmeßstation Mittenwald Winde aus  $180^\circ$  bis  $225^\circ$  mit Stundenmitteln bis zu  $7 \text{ ms}^{-1}$  (Abb. 5.2), dagegen wehte auf den Buckelwiesen schwacher Nordwestwind zwischen  $1 - 2 \text{ ms}^{-1}$  (es konnte außerdem beobachtet werden, daß mit dem Nordwestwind dichter Bodennebel herangeführt wurde, während Mittenwald nebelfrei verblieb). Leider waren Temperaturvergleiche nicht möglich, da die Windmeßstation Mittenwald keine Temperaturdaten speichert, obgleich Temperaturen gemessen werden. Zumindest kann aber festgehalten werden, daß Miniföhn in Mittenwald keinerlei Auswirkungen auf die bodennahen Temperaturen des Buckelwiesenplateaus hatte, wie aus der Temperaturzeitreihe der dort aufgestellten Meßstation hervorging. Am 16.10. begann zwar die Temperatur zwischen 9 und 10 UTC stark anzusteigen (nicht gezeigt), was jedoch im Zusammenhang mit dem Durchbruch von hochreichendem Föhn zu sehen ist. Abb. 5.1 und 5.2 zeigen zwischen 9 und 10 UTC eine rasche Zunahme der Windgeschwindigkeit und eine gleichzeitige Drehung des Windes von Nordwest auf Süd. Während der folgenden Stunden stimmten die Windrichtungen an beiden Stationen überein, wobei die höheren Windstärken jetzt aber überwiegend auf dem Plateau auftraten. Offensichtlich ermöglicht allein das Verhalten des Bodenwindfeldes, zwischen Miniföhn und hochreichendem Föhn zu unterscheiden. Zahlreiche weitere Beispiele und Beobachtungen führten zu dem Schluß, daß hochreichender Föhn das Bodenwindfeld auf dem Buckelwiesenplateau deutlich beeinflusst, während der Miniföhn keinen Einfluß ausübt, da die seichte Strömung offensichtlich östlich am Plateau vorbeiströmt (Hornsteiner und Zängl, 2004c). Die Windrosendiagramme in Abb. 5.3 illustrieren die Windrichtungshäufigkeit an der Buckelwiesenstation, wobei die Winddaten über das Zeitintervall 5 – 7 UTC gemittelt wurden. Dabei wurden die Windrichtungen aller Tage (April – November, Abb. 5.3a) mit den Daten der Tage mit und ohne Miniföhn verglichen (Abb. 5.3c und 5.3d). Es stellte sich heraus, daß zwischen Tagen mit und ohne Miniföhnaktivität in Mittenwald praktisch kein Unterschied in der Windrichtungshäufigkeit auf dem Plateau besteht. Die Diagramme zeigen jeweils zwei Hauptäste, davon einer aus Südost und der zweite aus Westnordwest. Die Südostkomponente steht offensichtlich im Zusammenhang mit dem „regulären“ Talauiswind des Isartales, da diese auch an Tagen ohne Miniföhn existierte. Anzumerken ist, daß der reguläre Talauiswind mit relativ gleichmäßigen und schwachen Geschwindigkeiten von  $0,5 - 1 \text{ ms}^{-1}$  weht, während der bei Miniföhnperioden auftretende Talauiswind erheblich stärker (bis über  $15 \text{ ms}^{-1}$ ) und zudem

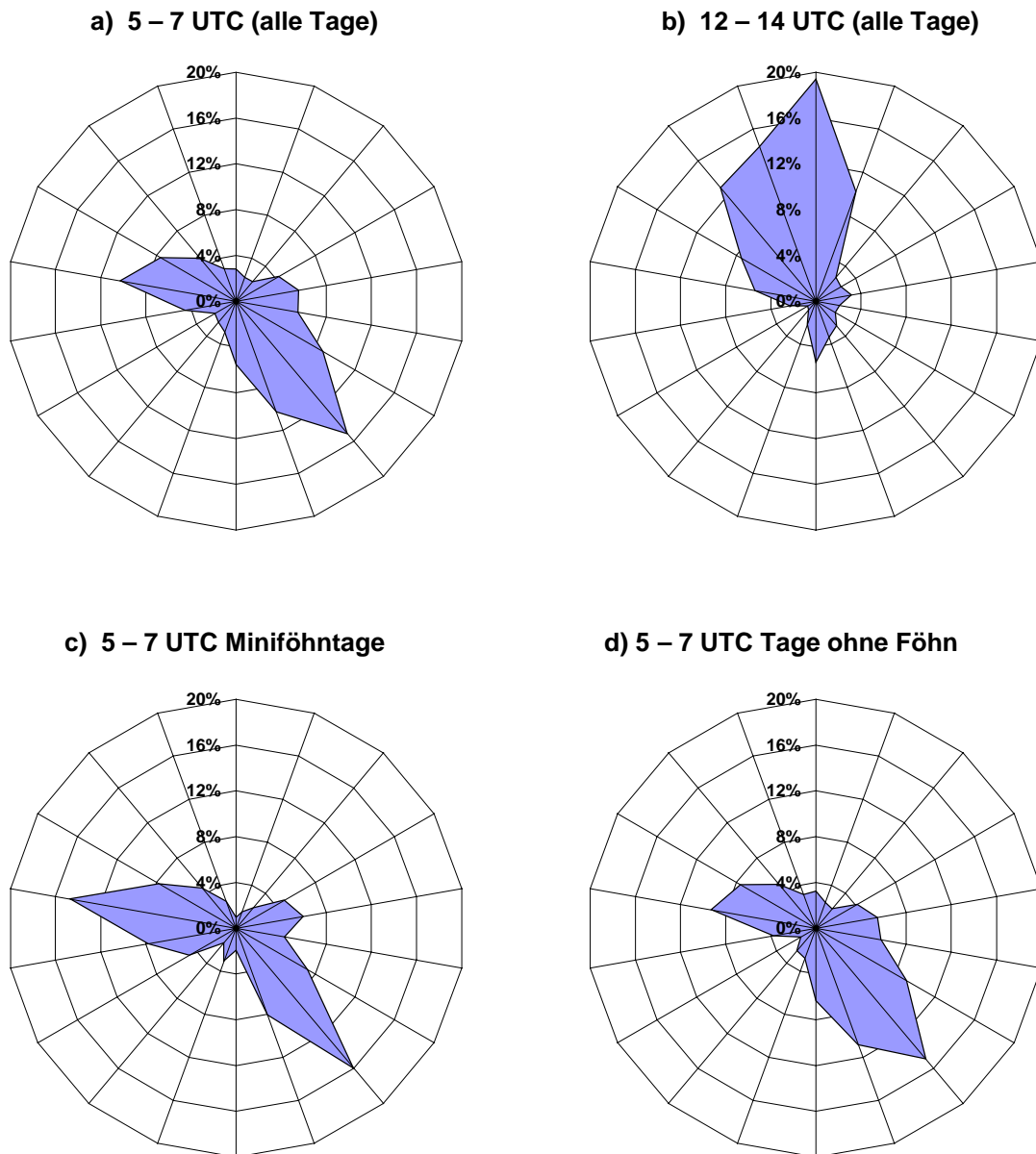
ziemlich böig ist. Der zweite Hauptast aus Westnordwest stellt vermutlich den Talauswind aus dem Kankertal dar, da diese Komponente tagsüber nicht existiert (siehe Abb. 5.3b; hier wurden die Winddaten über das Intervall 12 – 14 UTC gemittelt). Erwartungsgemäß dominierten zu dieser Tageszeit Nordwinde, die aber nicht die untersten Schichten des Taleinwindes repräsentieren, da der Boden des Isartales 80 – 140 m unterhalb dem Plateau liegt.



**Abb. 5.1:** Vergleich von Windrichtung in Mittenwald und auf den Buckelwiesen am 16.10.2002. Gegen 10 UTC setzte auch auf dem Buckelwiesenplateau hochreichender Föhn ein. Die Werte sind (wie auch in Abb. 5.2) über eine Stunde gemittelt.



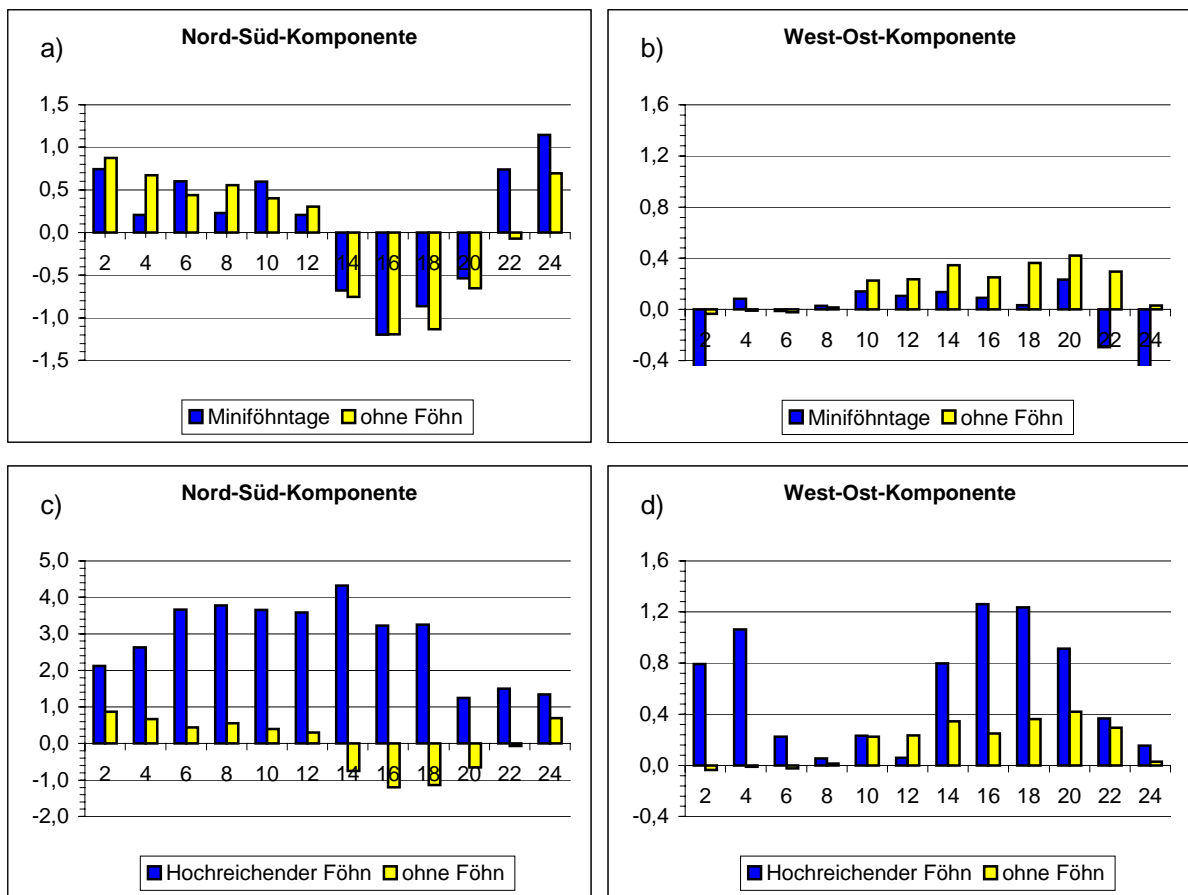
**Abb. 5.2:** Vergleich der Windgeschwindigkeit in Mittenwald und auf den Buckelwiesen am 16.10.2002.



**Abb. 5.3:** Die Windrosendiagramme der Buckelwiesen-Station. Die Windrichtungsdaten wurden jeweils über ein zweistündiges Intervall gemittelt: (a) alle Tage (5 – 7 UTC); (b) alle Tage (12 – 14 UTC); (c) alle Tage mit Miniföhn (5 – 7 UTC); (d) alle Tage ohne Föhn (5 – 7 UTC). Es wurde jeweils der Zeitraum 13.6. – 20.11.2002 zugrundegelegt.

Es scheint, daß das Kankertal nicht nur in Richtung Garmisch-Partenkirchen einen Talauswind entwickelt (Reiter, 1965; Reiter et al., 1983), sondern auch in Richtung oberes Isartal, was mit den Resultaten von Schäfer et al. (1999) übereinstimmt, die bei Krün drei Hauptwindrichtungen fanden: Nordwinde tagsüber, Südwestwinde in der Nacht und Südwinde nur bei hochreichendem Föhn (S. Emeis, persönliche Mitteilung).

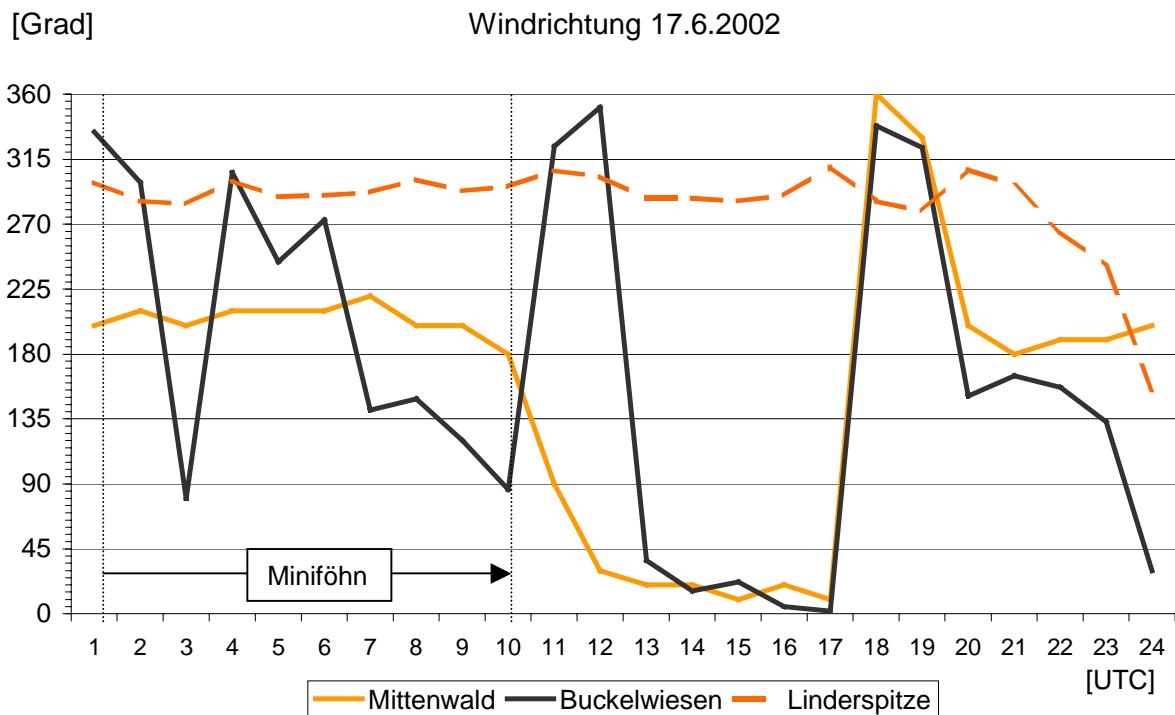
Ein Vergleich der Nord-Süd-Komponente der Windgeschwindigkeit an Tagen mit Miniföhn und ohne Föhneinfluß (also auch ohne hochreichenden Föhn) läßt keine systematischen Abweichungen erkennen (Abb. 5.4a), gleiches gilt auch für die ohnehin sehr schwache West-Ost-Komponente (Abb. 5.4b). Deutliche Unterschiede gibt es dagegen beim Vergleich der Tage mit hochreichendem Föhn und föhnfreien Tagen. Zum einen verbleibt die N-S-Komponente ganztags im positiven Wertebereich (dies entspricht Südwind), zudem ist die einstündig gemittelte Südkomponente mit mehr als  $3 \text{ ms}^{-1}$  zwischen 6 und 18 Uhr deutlich stärker als



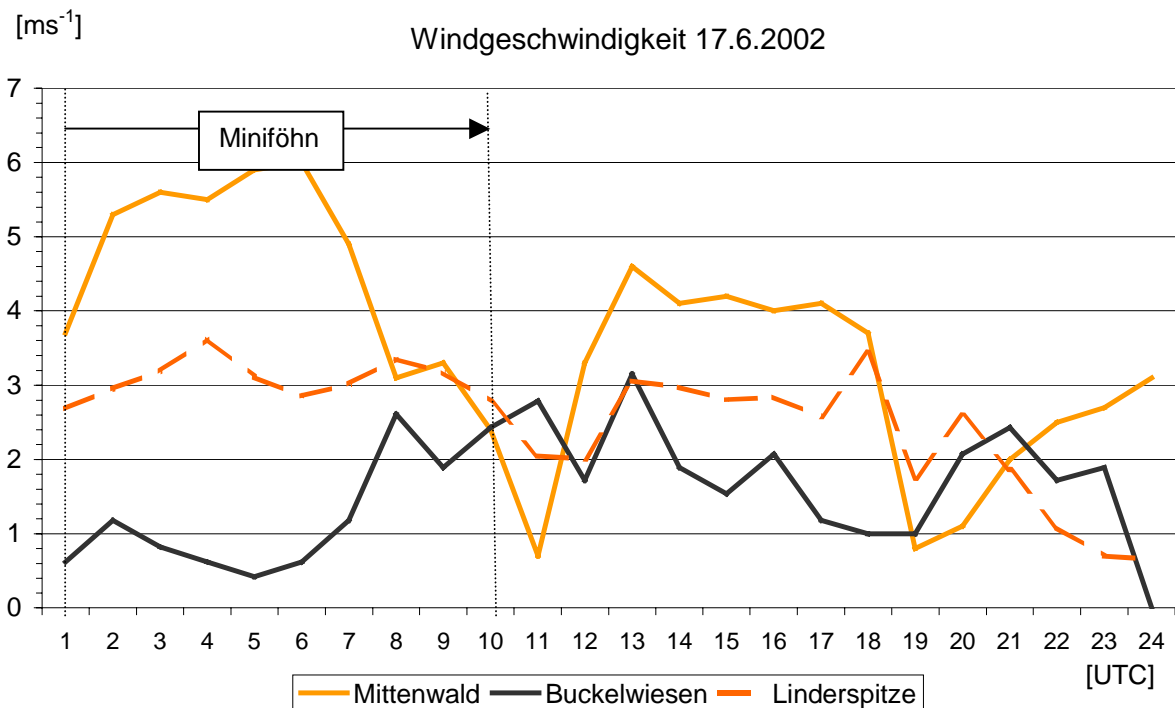
**Abb. 5.4:** Die Nord-Süd- und West-Ost-Komponenten der Windgeschwindigkeit an der Buckelwiesen-Station. (a) Vergleich der Tage mit Miniföhn und ohne Föhn, bezogen auf die N-S-Komponente; (b) Vergleich der Tage mit Miniföhn und ohne Föhn, bezogen auf die W-O-Komponente; (c) Vergleich der Tage mit hochreichendem Föhn und ohne Föhn, bezogen auf die N-S-Komponente; (d) Vergleich der Tage mit hochreichendem Föhn und ohne Föhn, bezogen auf die W-O-Komponente. Die Werte der Ordinate sind in  $\text{ms}^{-1}$  angegeben, die Abszisse gibt die Uhrzeit im zweistündigen Intervall in MEZ an.

die Komponente des gewöhnlichen Talauswindes, die Werte um  $0,5 \text{ ms}^{-1}$  im Stundenmittel aufweist (Abb. 5.4c). Die W-O-Komponente zeigt ganztags ebenfalls positive Werte an (dies entspricht Westwind, siehe Abb. 5.1d), mit einem Minimum am Morgen ( $0,1 \text{ ms}^{-1}$ ) und einem Maximum am Nachmittag und frühen Abend mit  $1,3 \text{ ms}^{-1}$  im Stundenmittel. Da im Beobachtungszeitraum allerdings nur 20 Tage mit hochreichendem Föhn untersucht werden konnten, ist die statistische Unsicherheit bei diesem Vergleich höher als beim Vergleich mit Miniföhn-tagen, von denen 43 im Meßzeitraum auftraten.

Abb. 5.5 und 5.6 vergleichen die Winddaten von Mittenwald, Buckelwiesen und der Linder Spitze vom 17.6.2002, als ebenfalls kräftiger Miniföhn wehte. Die Daten lassen eine Windstruktur nach Art eines Low-Level-Jets erkennen, nämlich mit relativ starken Südwestwinden im Tal (bis  $6 \text{ ms}^{-1}$  im Stundenmittel, Abb. 5.5) und schwachen Westnordwestwinden auf dem Kamm des Karwendels, 1400 m über dem Talniveau. Auch auf den Buckelwiesen blieb der Wind meist unter  $1 \text{ ms}^{-1}$  und wies uneinheitliche Richtungen auf, während auf den Bergen konstanter Westnordwestwind wehte.



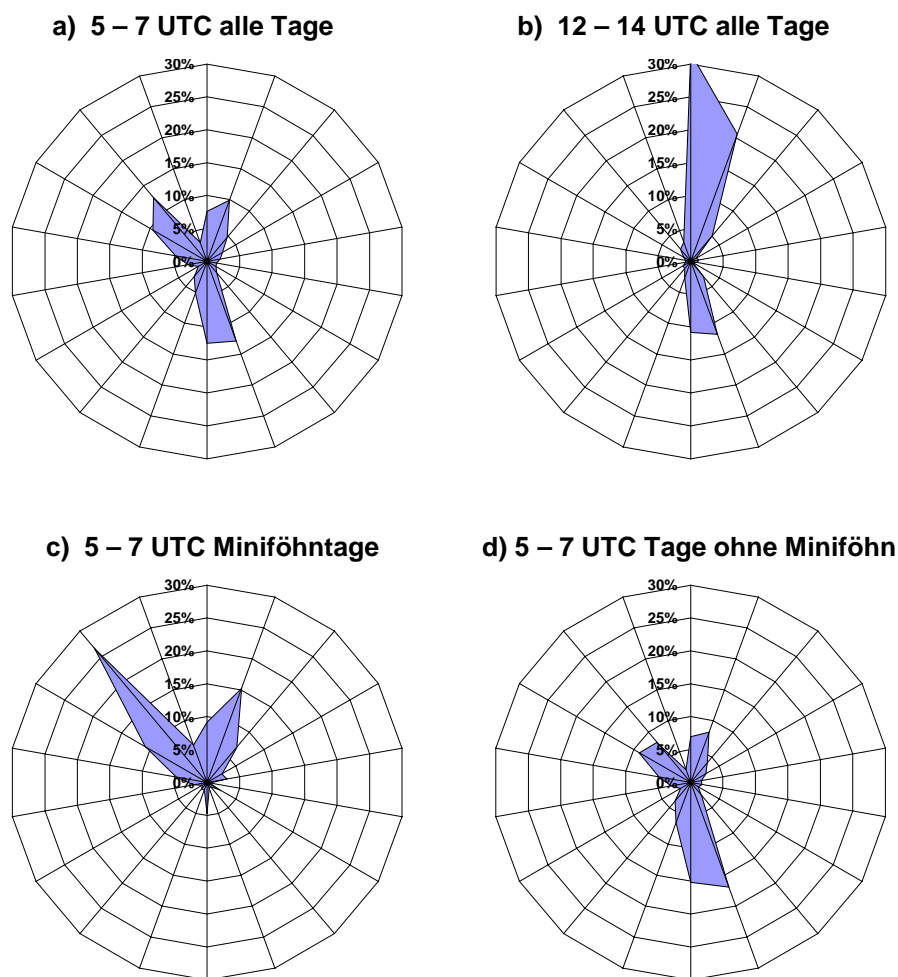
**Abb. 5.5:** Vergleich der Windrichtungen am 17.6.2002 in Mittenwald (helle durchgezogene Linie), auf den Buckelwiesen (dunkle Linie) und auf der Linderspitze (helle gestrichelte Linie). Bis 10 UTC war in Mittenwald Miniföhn aktiv. Die Winddaten der drei Stationen sind (wie auch in Abb. 5.6) jeweils über eine Stunde gemittelt.



**Abb. 5.6:** Vergleich der Windrichtungen am 17.6.2002 in Mittenwald (helle durchgezogene Linie), auf den Buckelwiesen (dunkle Linie) und auf der Linderspitze (gestrichelte helle Linie).

### 5.3 Das Bodenwindfeld in Krün

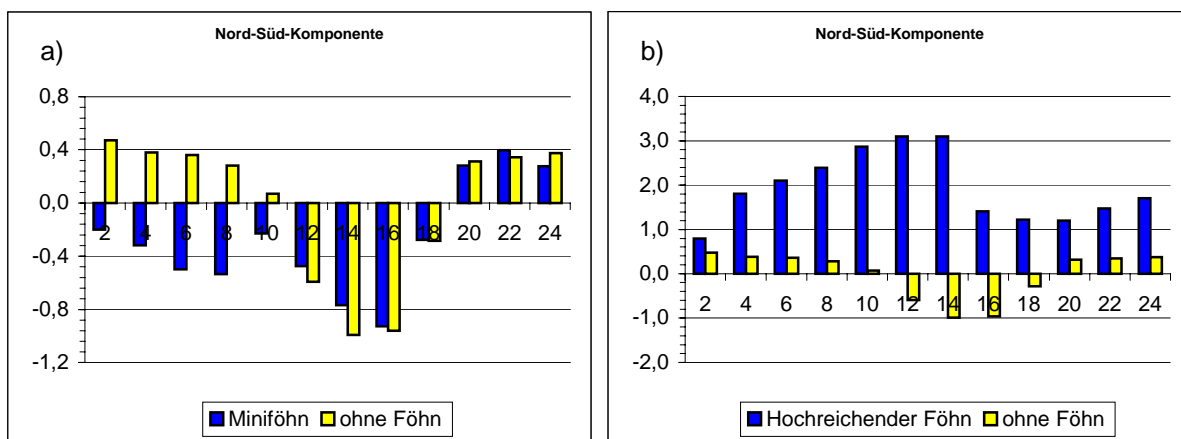
Ein weiterer Aspekt des Bodenwindfeldes nördlich von Mittenwald verdient ebenfalls eine nähere Betrachtung: regelmäßig kann beobachtet werden, daß die bei Miniföhn auftretende Südwestströmung insbesondere in den frühen Morgenstunden am Nordrand Mittenwalds durch eine schwächere und deutlich kältere Bodenströmung aus Nord ersetzt wird, die das Talbecken durch die Talenge zwischen dem Buckelwiesenplateau und dem Karwendel erreicht (leider ist in der MM5-Modellorographie in Abb. 3.1 die Talenge nicht erkennbar aufgelöst). Man beachte, daß kalte Nordwinde und warme Südwinde stundenlang im Abstand von wenigen hundert Metern existieren können, was zu erheblichen Temperaturunterschieden von mehr als 5 Grad zwischen den nördlichen und südlichen Ortsteilen Mittenwalds führen kann. Beobachtungen an umliegenden Berghängen belegen, daß die einfließende Kaltluft eine vertikale Erstreckung von etwa 50 – 100 m besitzt. Dieser Effekt wird der Kaltluftadvektion aus dem Isartal bei Krün zugeschrieben, wo nachts kein Miniföhn weht und somit die ungestörte Bildung eines bodennahen Kaltluftsees möglich ist. Dessen größte vertikale Mächtigkeit dürfte in den frühen Morgenstunden erreicht sein, wodurch hydrostatisch eine Druckgradientkraft aufgebaut wird, die nach Mittenwald gerichtet ist. Leider sind keine Druckmessungen verfügbar, aber die Windrosendiagramme von Krün bestätigen diesen hydrostatischen Effekt.



**Abb. 5.7:** Windrosendiagramme der Meßstation Krün. Es wurde der Zeitraum 20.6.2002 – 30.4.2003 zugrundegelegt und die Daten über eine Stunde gemittelt, (a) Mittelungsintervall 5 – 7 UTC (alle Tage), (b) Mittelungsintervall 12 – 14 UTC (alle Tage), (c) Mittelungsintervall 5 – 7 UTC (nur Tage mit Miniföhn), (d) Mittelungsintervall 5 – 7 UTC (nur Tage ohne Miniföhn).



In Abb. 5.7a sind die Windrichtungen über das Intervall 5 – 7 UTC gemittelt. Sie zeigen drei Windzweige, von denen einer aus Süd und die beiden anderen aus Nord bzw. Nordwest kommen. Da das obere Isartal in Nord-Süd-Richtung ausgerichtet ist, dürften die Nordwinde zumindest teilweise der großräumigen Strömungsrichtung zuzuschreiben sein, dagegen repräsentiert die Verstärkung der Nordwindkomponente untertags (Abb. 5.7b) den Taleinwind, der den Alpenraum zunächst über das Becken des Walchensees (Abb. 3.1) erreicht und dann südwärts fließt. Es ist sehr beachtlich, daß die Nord- und Nordwestkomponente besonders stark an Miniföhntagen ausgeprägt ist, Südwinde jedoch komplett fehlen (Abb 5.7c). Man würde eigentlich erwarten, daß Südwinde in klaren Nächten an Häufigkeit noch zunehmen (es sei hier nochmal daran erinnert, daß das Auftreten von Miniföhn überwiegend an klare Nächte gebunden ist), paradoxerweise treten in Krün nächtliche Südwinde jedoch nur dann auf, wenn in Mittenwald *kein* Miniföhn weht. Dieses etwas eigenartige Verhalten des Bodenwindfeldes kann als Hinweis gelten, daß die durch Miniföhn induzierte „Wärmeinsel“ um Mittenwald eine nach Mittenwald gerichtete Druckgradientkraft bewirkt, die einen nächtlichen Taleinwind auslöst. Zwar haben Schäfer et al. (1999) diese Windkomponente nicht gefunden, es ist aber anzunehmen, daß diese relativ schwache Strömung nicht überall im Talbecken von Krün wahrgenommen werden kann. Sowohl in Krün als auch auf den Buckelwiesen bewegten sich die gemessenen nächtlichen Windgeschwindigkeiten im Bereich zwischen 1,5 und knapp über 2 ms<sup>-1</sup> (bezogen auf das Stundenmittel).



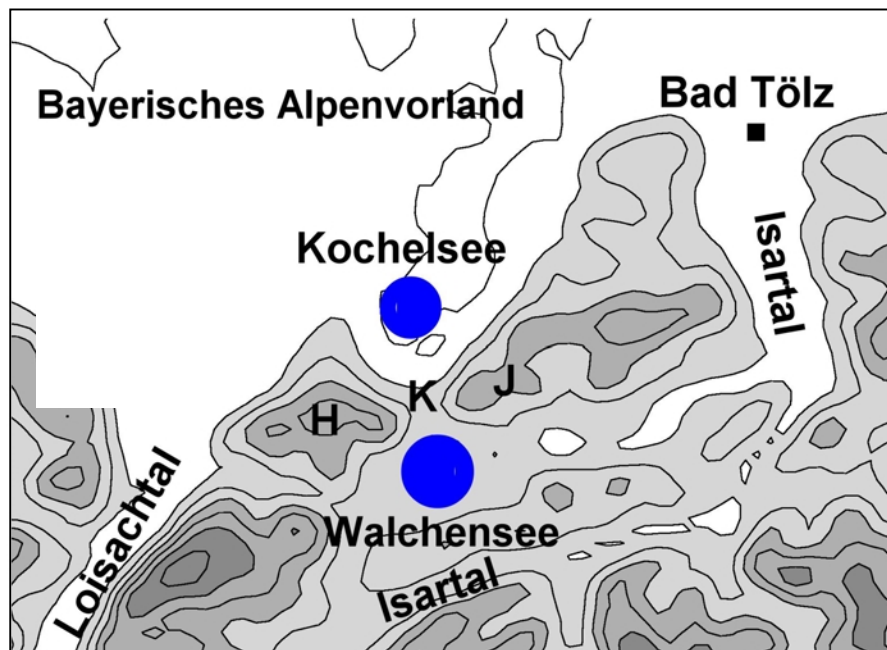
**Abb. 5.8:** Vergleich der Nord-Süd-Komponenten an der Windmeßstation Krün von föhnefreien Tagen mit Tagen mit Miniföhn (a) und hochreichendem Föhn (b). Die Abszisse gibt die Tageszeit in MEZ an, wobei die Werte über die jeweils vorangegangene Stunde gemittelt wurden. Die Ordinate gibt die Windgeschwindigkeit in ms<sup>-1</sup> an.

Zwar zeigen die Nord-Süd-Komponenten der Winddaten für die Miniföhntage in der ersten Nachthälfte Talauströmung an (Abb. 5.8a), doch setzt etwa ab Mitternacht eine Drehung der Windrichtung auf Nord ein und nimmt an Stärke im weiteren Verlauf der Nacht sukzessive zu. Eine Abnahme der Windgeschwindigkeit findet man für den 10-Uhr-Wert (welcher das Stundenmittel zwischen 9 und 10 Uhr MEZ angibt), danach eine erneute Zunahme, die dem Einsetzen des regulären Taleinwindes aus nördlicher Richtung zugeordnet werden kann, wie der Vergleich mit den Tagen ohne Föhn einfluß belegt. An Tagen mit hochreichendem Föhn verbleibt die Nord-Süd-Komponente ganztags im positiven Sektor, mit einem Maximum von knapp über 3 ms<sup>-1</sup> im Stundenmittel um die Mittagszeit. Die recht deutliche Abnahme der Windgeschwindigkeit am Nachmittag ist möglicherweise auf eine indirekte Wirkung des in entgegengesetzter Richtung wehenden Taleinwindes zurückzuführen. Die im Vergleich zur Mittagszeit ebenfalls relativ niedrigen Werte zur Nachtzeit dürften damit zu tun haben, daß sich während der nächtlichen stabileren Schichtung der Talatmosphäre die Föhnluft nicht so leicht bis zum Bodenniveau durchsetzen kann als tagsüber, wenn die Sonneneinstrahlung zu einer zunehmenden Labilisierung der Talatmosphäre führt.

## 6. Das Windsystem im Gebiet des Walchensees

### 6.1 Einleitung

Die Region um den Walchen- und Kochelsee am Alpennordrand (siehe Abb. 1.3) ist aus meteorologischer Sicht insofern interessant, als die Föhn- und Nebelhäufigkeit am Walchensee (16 km<sup>2</sup>, 800 m) völlig unterschiedlich ist im Vergleich zu der des benachbarten Kochelsees (6 km<sup>2</sup>, 600 m). Beide Seen sind durch den eng eingeschnittenen Kesselbergpaß (860 m) zwischen Herzogstand (1730 m) und Jochberg (1560 m) getrennt (Abb. 6.1). Vor allem während stabiler Hochdruckwetterlagen im Herbst ist es am Walchensee oftmals wolkenlos, während der benachbarte Kochelsee und das Alpenvorland ganztags im Boden- oder Hochnebel verbleiben. Es kann beobachtet werden, daß das Talbecken des Walchensees auch dann noch einige Zeit nebelfrei ist, wenn die Nebelobergrenze am Alpenrand ca. 100 m über dem Niveau des Kesselbergpasses liegt. Dies ist oft am frühen Vormittag der Fall, während im weiteren Tagesverlauf eine recht kräftige Paßwindströmung einsetzt, mit der der Nebelkörper dann wasserfallartig in das Talbecken des Walchensees hinabfließt. Aufgrund der dabei auftretenden starken Diffluenz löst sich der Nebel jedoch rasch über dem See auf, bisweilen verschwindet der Nebel bereits zwischen der Paßhöhe und dem Nordufer des Sees. Bei stärkeren geostrophischen Strömungen kann der Nebel über das Talbecken hinaus weiter nach Süden vordringen und schließlich das obere Isartal bei Mittenwald erreichen.



**Abb. 6.1:** Die Gegend um den Walchensee (800 m) und Kochelsee (600 m) am Alpennordrand. Beide Seen sind durch den Gebirgseinschnitt des Kesselbergpasses („K“) getrennt. Flankiert wird der Paß durch die Gipfel von Herzogstand („H“, 1730 m) und Jochberg („J“, 1560 m).

Die Paßwindströmung kann dabei so intensiv sein, daß sie im Nordteil des Walchensees Windwellen von 30 – 50 cm Höhe auslöst. Andererseits zeigen die Erfahrungen vieler Surfer, daß bei Südföhn am Walchensee kaum Bodenwind anzutreffen ist; insbesondere der südliche Teil des Beckens verbleibt meist sogar in einer windstillen Zone, während der nördliche Teil des Sees im Luv von Herzogstand und Jochberg in die Föhnströmung geraten kann, doch sind auch hier die Windgeschwindigkeiten relativ niedrig, verglichen etwa mit Mittenwald. Im Gegensatz dazu tritt am Kochelsee häufig Südföhn auf, wobei auch die Windgeschwindigkeiten merklich höher sind. Bei föhnfreien Schönwetterlagen ist es dagegen am

Walchensee aufgrund der starken Paßwindströmung meist windiger als am 200 m tiefer gelegenen Kochelsee.

Diese Aspekte des lokalen Klimas im Bereich beider Seen sind in meteorologischen Fachkreisen nur wenig bekannt, so daß es bislang hierzu kaum wissenschaftliche Untersuchungen gegeben hat. Dem Autor ist lediglich eine Publikation (Schedler und Kölzer, 1925) bekannt, die sich mit den Wind- und Nebelverhältnissen am Kochel- und Walchensee auseinandergesetzt hat. Im Rahmen dieser Meßkampagne wurden im Zeitraum 10.9. – 18.10.1925 am Südrand des Kochelsees, nahe der Kesselbergpaßhöhe sowie am Ostufer des Walchensees Registrierungen der Windgeschwindigkeit vorgenommen, während die Windrichtung nur alle zwei bzw. drei Stunden gemessen wurde. Letztere Station wurde am 7.10. zum Nordwestufer des Kochelsees verlegt. Zusätzlich wurden Temperatur und Luftfeuchtigkeit mittels Thermo- und Hygrograph registriert, und zwar unmittelbar unterhalb der Kesselbergpaßhöhe (auf der Walchenseeseite) und am Nordwestrand des Kochelsees. Des Weiteren standen Registrierstreifen (Luftdruck, Temperatur und Feuchtigkeit) sowie die Tagebücher folgender Stationen der Bayerischen Landeswetterwarte zur Verfügung: Kochel (am Ostrand des Kochelsees gelegen), Einsiedl (siehe Abb. 6.7), Krün und Mittenwald. Die Windmessungen ergaben, daß bei stärkeren Windgeschwindigkeiten (d. h. der zweistündige Mittelwert war größer als  $4,5 \text{ ms}^{-1}$ ) im allgemeinen der Wind am Südrand des Kochelsees (Station I) stärker war als oben am Kesselbergpaß. Bei mittleren Geschwindigkeiten unter diesem Schwellwert zeigte dagegen die Station auf dem Sattel meistens höhere Werte. Zudem fanden Schedler und Kölzer (1925), daß bei starkem Föhn die niedriger gelegene Station am Kochelsee generell höhere Windgeschwindigkeiten aufwies als die Paßstation, während bei schwachem bis mäßigem Föhn die Verhältnisse meist umgekehrt waren. In diesen Fällen trat am Kochelsee oftmals sogar als „Gegenwirbel“ schwacher Nordwind auf. Windgeschwindigkeiten mit einem zweistündigen Mittelwert über  $4,5 \text{ ms}^{-1}$  treten dort meist bei Föhnlagen auf. Der Vergleich der Windstärken am Kesselbergpaß (Station II) mit denen am Ostufer des Walchensees (Station III) ergibt im Mittel aller 189 Fälle ein Verhältnis von III : II = 0,84, d.h. im Mittel betrug die Windstärke am Ostufer nur 84 % von der auf der Paßhöhe. Dabei wurde für dieses Verhältnis folgender Tagesgang errechnet:

Uhrzeit	2 <sup>h</sup>	4 <sup>h</sup>	6 <sup>h</sup>	8 <sup>h</sup>	10 <sup>h</sup>	12 <sup>h</sup>	14 <sup>h</sup>	16 <sup>h</sup>	18 <sup>h</sup>	20 <sup>h</sup>	22 <sup>h</sup>	24 <sup>h</sup>	Mittel
III : II	0,84	0,67	0,99	0,67	0,65	0,82	<b>1,12</b>	<b>1,05</b>	0,95	0,79	0,78	0,73	0,84

**Tab. 6.1:** Das mittlere Verhältnis der Stationen III : II der Windstärken in Abhängigkeit von der Tageszeit (Schedler und Kölzer, 1925). Station III befand sich am Ostufer des Walchensees, Station II wurde am Kesselbergpaß errichtet.

Zu den Terminen 14 und 16 Uhr ist im Mittel die Windgeschwindigkeit bei Station III größer als auf der Paßhöhe (Station II), was nach Schedler und Kölzer auf das lokale Berg- und Talwindssystem am Ostufer des Walchensees zurückzuführen ist, welches hauptsächlich durch die Hänge des Jochberges im Norden hervorgerufen wird. Mangels Windrichtungsregistrierungen konnte der quasiperiodische Richtungswechsel der Windrichtung am Paß (aufgrund der Topographie sind praktisch nur Nord- und Südwinde möglich) nur grob erfaßt werden.

Schedler und Kölzer (1925) führten auch Nebelbeobachtungen durch und verglichen die Witterung am Kochel- und Walchensee mit der in Einsiedl, Krün, Mittenwald und auf der Zugspitze. Besonders vom 9. – 12.10.1925 zeigten die Zugspitzebeobachtungen eine Nebeldecke, die über dem Paß bis ca. 1300 m lag, dennoch aber nicht über den Walchensee hinausreichte. An weiteren 9 Tagen wies Kochel Nebel auf (meist nur früh und abends), während Urfeld (Abb. 6.7) nebelfrei blieb. Die Beobachtungen zeigten weiter, daß generell der Nebel im Verlauf des Vormittags in das Becken des Walchensees eindrang. Das Alpenvorland um den Kochelsee verblieb im Nebel und bildete so das Reservoir, aus dem die Nebelvorstöße erfolgten. Einsiedl war dabei meist schon nebelfrei, Krün zeigte früh und abends Bodennebel, während Mittenwald zumeist wolkenloses Wetter meldete.

## 6.2 Ziel und Durchführung der Untersuchungen

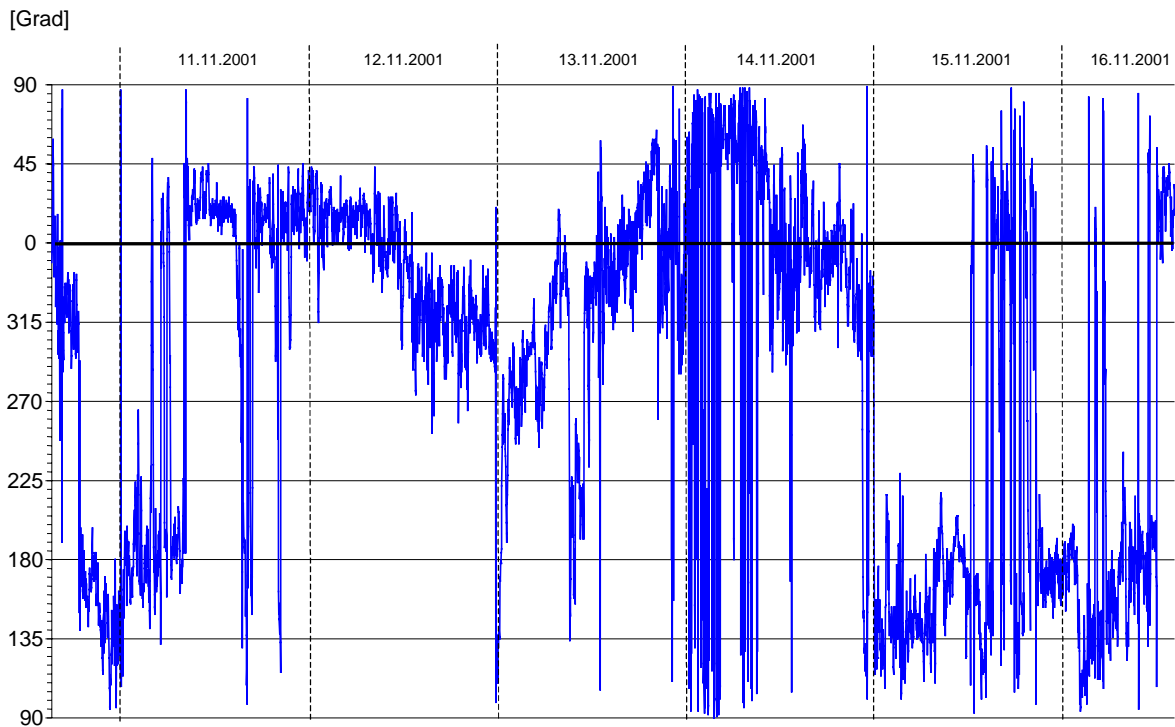
Die im folgenden vorgestellten Untersuchungen beinhalten vier Gesichtspunkte: 1. Die Erfassung der tageszeitlichen Entwicklung des Paßwindsystems am Kesselbergpaß, 2. Die Klärung der Frage, weshalb der Walchensee bei Föhn viel geringere Windgeschwindigkeiten aufweist als der Kochelsee, 3. Überlegungen zur thermischen Zirkulation zwischen dem Nebelgebiet und der nebelfreien Umgebung und 4. Untersuchungen zur Struktur des Bodewindfeldes im mittleren Isartal bei Südföhn sowie zum dortigen Talwindssystem. Insgesamt wurden zwei Meßkampagnen durchgeführt; während des ersten Feldexperiments wurde unmittelbar am Nordwestufer des Walchensees eine automatische Wetterstation errichtet, die vom 5.11. – 18.12.2001 in Betrieb war und zeitlich hochaufgelöste Daten zu Temperatur, Feuchte, Wind und Druck lieferte (Mittelungsintervall jeweils 2 Minuten). Zu Beginn der zweiten Meßphase wurden im Sommer 2002 im Rahmen des VERTIKATOR-Projektes insgesamt 13 Windwegschreiber im oberbayerischen Alpengebiet und am Alpennordrand aufgestellt, darunter auch direkt an der Kesselbergpaßhöhe sowie in Kochel und Krün. Drei weitere Stationen wurden im Mittelabschnitt des Isartals errichtet, der südlich bzw. südöstlich des Walchensees ungefähr in Südwest-Nordostrichtung verläuft (Abb. 6.1, siehe auch Abb. 1.3). Auch im nördlichen Isartal kamen zwei Stationen zum Einsatz, nämlich in Lenggries (692 m) sowie auf dem benachbarten Schönberg (1620 m). Die Daten der Windwegschreiber liegen als einstündige Mittelwerte vor.

## 6.3 Die Resultate der Meßkampagnen von 2001 und 2002

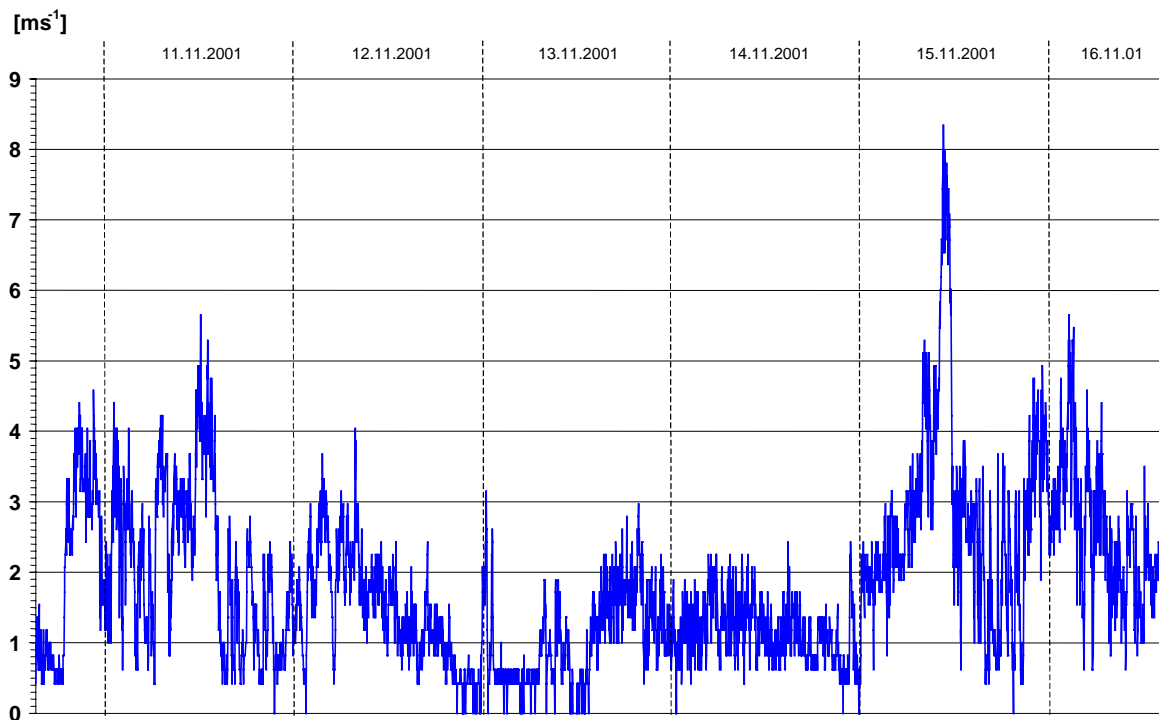
### 6.3.1 Die tageszeitliche Variation der Paßwindströmung

Während der ersten Meßkampagne konnten Daten über die Paßwindströmung am Nordrand des Walchensees gewonnen werden. Als Beispiel sei der 11.11.2001 angeführt, siehe Abb. 6.2. An diesem Tag verlief eine Hochdruckbrücke vom Ostatlantik über Mitteleuropa bis zum Balkan, so daß die synoptische Druckverteilung über dem Alpenraum außerordentlich gradientschwach war. Über dem bayerischen Alpenvorland hielt sich den ganzen Tag eine geschlossene Hochnebeldecke, während das Alpengebiet selbst wolkenlos blieb. In der Nacht zum 11.11. stellte sich zunächst eine in Richtung Alpenvorland gerichtete südliche Bodenströmung am Walchensee ein (Abb. 6.2a). Nach einzelnen kurzzeitigen Vorstößen von Luftmassen aus nördlichen Richtungen drehte gegen 8.30 MEZ die Strömung dann endgültig auf Nord bis Nordost (Abb. 6.2a), wobei die Windgeschwindigkeiten bis zur Mittagszeit auf teilweise über  $5 \text{ ms}^{-1}$  anstiegen (Abb. 6.2b). Gegen Mittag setzte dann das wasserfallartige Hinabfließen des Nebels vom Alpenvorland durch den Kesselbergpaß in Richtung Walchensee ein, obwohl die Nebelobergrenze bereits am Vormittag um ca. 100 m höher war als die Paßhöhe (ein Bild von der Nebelströmung an diesem Tag ist in Hornsteiner (2002a) gezeigt). Es ist anzunehmen, daß sich aufgrund der ungehinderten Sonneneinstrahlung über dem Walchenseebecken der Temperaturgegensatz zum angrenzenden Alpenvorland umkehrte, so daß die höheren Temperaturen nun am Walchensee auftraten (jeweils auf gleiche Höhe bezogen). Am Nachmittag flaute der Wind bei vorübergehend uneinheitlicher Windrichtung wieder ab, lebte aber in der Nacht zum 12.11. erneut auf (bis  $4 \text{ ms}^{-1}$ ) und wehte wieder relativ konstant aus etwa  $20^\circ$ . Erst am Nachmittag des 12.11. drehte der Wind unter Abschwächung auf Nordwest. Ein Vergleich der Radiosondendaten von München und Innsbruck (12.11.01, 00 UTC bzw. 03 UTC) zeigte die höheren Temperaturen über Innsbruck. Auf gleicher Höhe bezogen, war es im Alpenraum demnach wärmer als im angrenzenden Alpenvorland, so daß sich hydrostatisch bedingt eine Druckgradientkraft in Richtung Alpen aufbaute und somit auch das nächtliche Einfließen am Kesselbergpaß bewirkte. Mit Einsetzen der nördlichen Paßströmung aus dem Nebelgebiet sank die Temperatur von  $+1^\circ\text{C}$  auf  $-4^\circ\text{C}$  binnen einer Stunde (8 – 9 MEZ) ab (Abb. 6.3a), und auch der ansonsten stetige (synoptisch bedingte) Abwärtstrend des Luftdrucks wurde kurzzeitig unterbrochen (Abb. 6.3b).

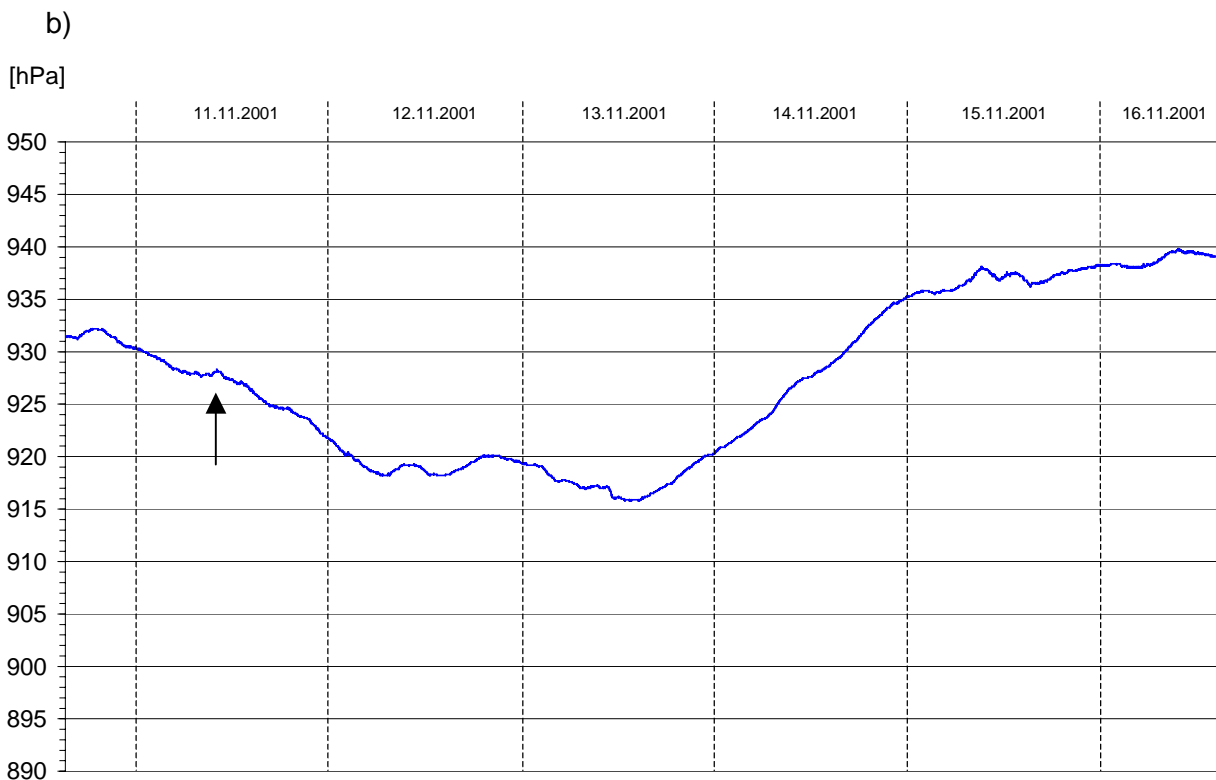
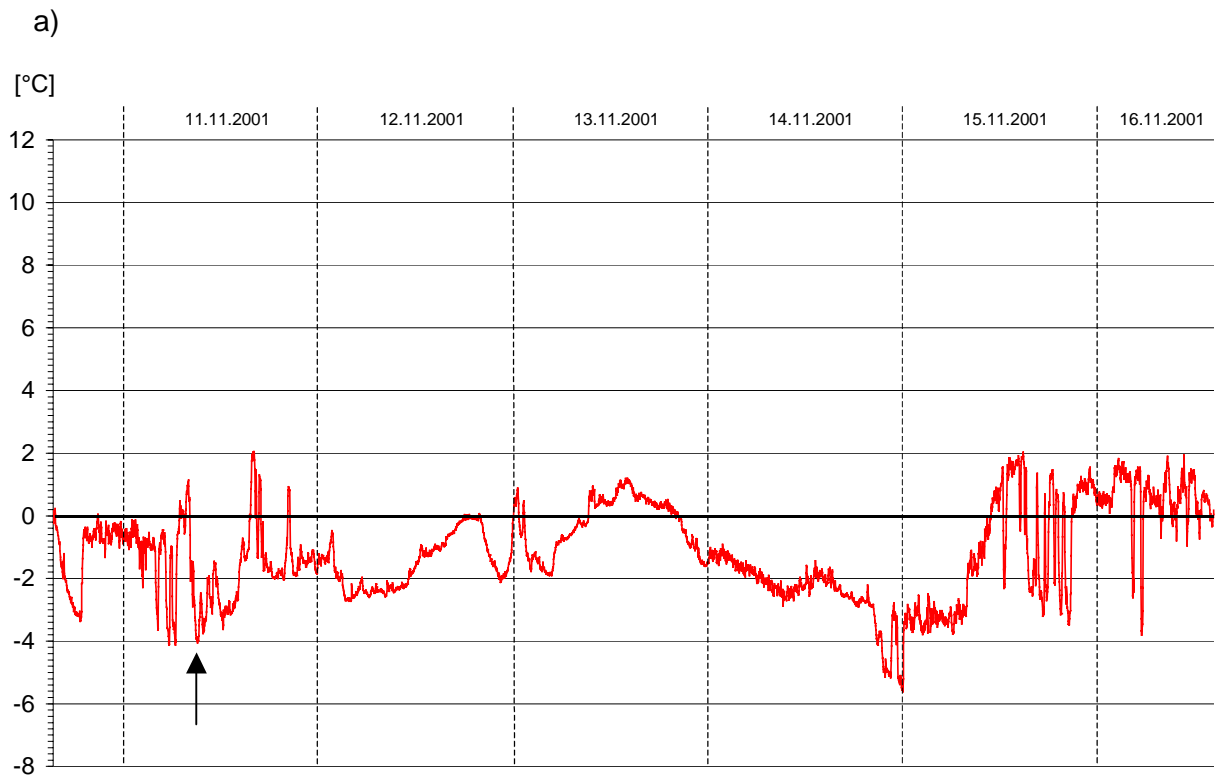
a)



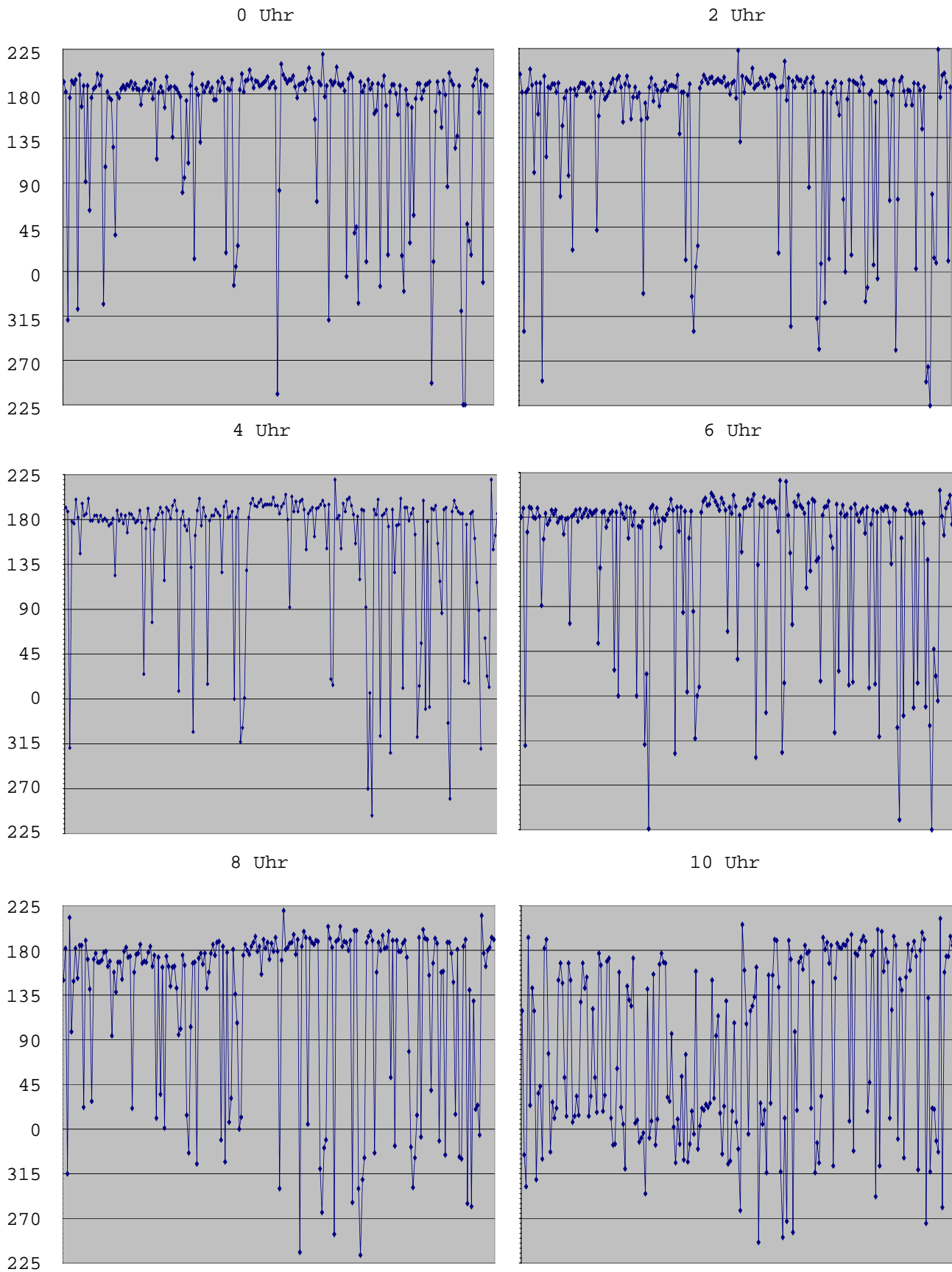
b)



**Abb. 6.2:** Winddaten vom 10.11. – 16.11.2001, gemessen von der automatischen Wetterstation am Nordwestufer des Walchensees. (a) Windrichtung, (b) Windgeschwindigkeit. Die angegebenen Werte sind jeweils über 2 Minuten gemittelt.



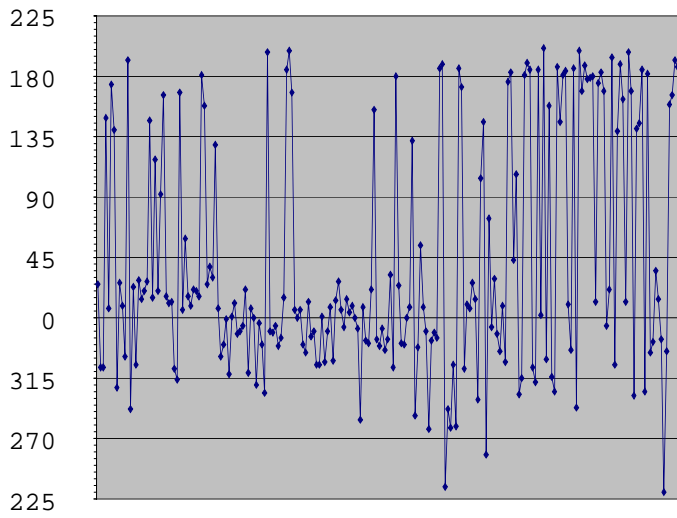
**Abb. 6.3:** Verlauf von (a) Temperatur und (b) Luftdruck in der Zeit 10.11. – 16.11.2001, gemessen am Nordwestufer des Walchensees. Die Werte sind jeweils über 2 Minuten gemittelt. Die Pfeile markieren den Zeitpunkt der einsetzenden Paßströmung, die zu einem deutlichen Temperaturrückgang (a) und einem kurzzeitigen Luftdruckanstieg (b) führt.



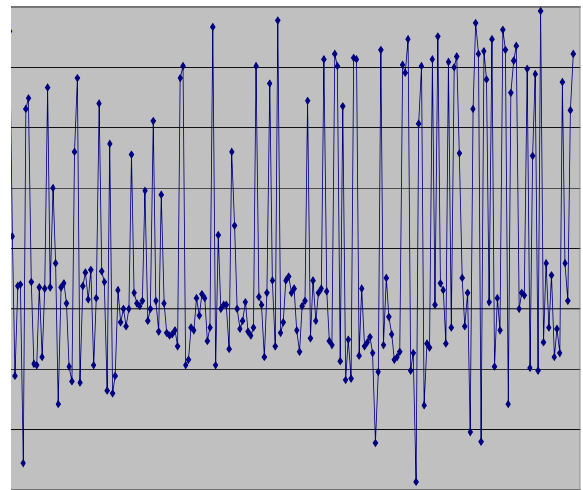
**Abb. 6.4:** Die Windrichtung am Kesselbergpaß im Zeitraum 16.5. – 16.12.2002. Die angegebenen Uhrzeiten (MEZ) beziehen sich auf die jeweiligen Enden der einstündigen Mittelungsintervalle (die Daten zu 16, 18, 20, 22 MEZ sind auf der nächsten Seite zu finden).



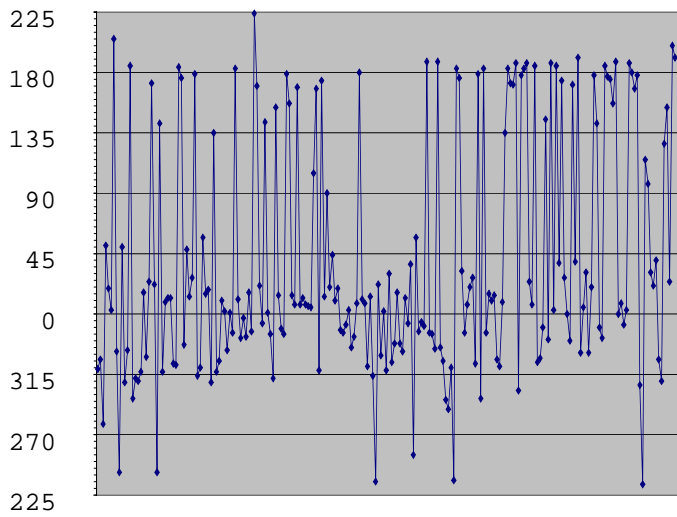
12 Uhr



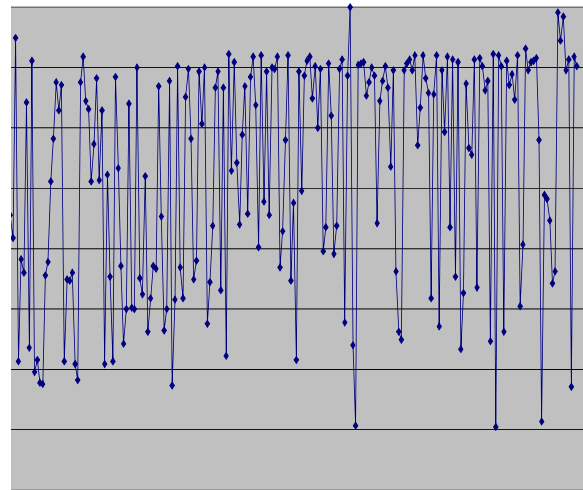
14 Uhr



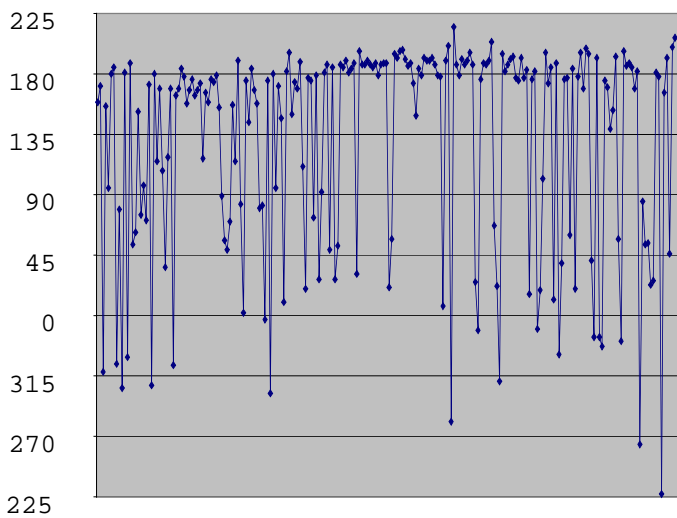
16 Uhr



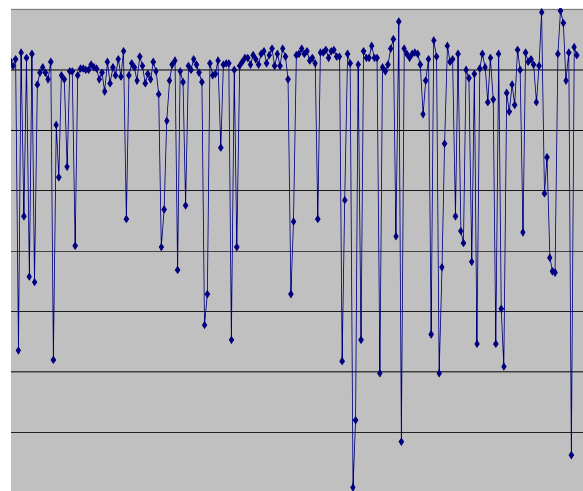
18 Uhr



20 Uhr



22 Uhr

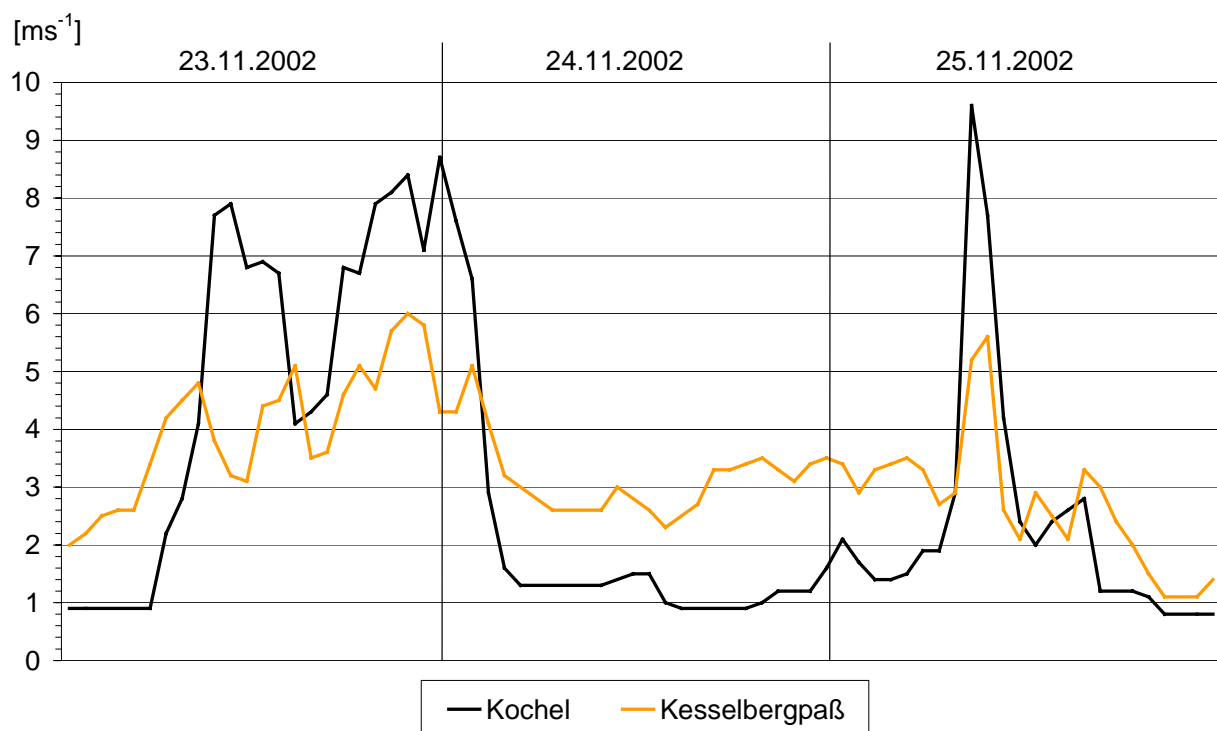


**Abb. 6.4 (Fortsetzung):** Die Windrichtung am Kesselbergpaß der Intervalle 16, 18, 20 und 22 MEZ.

Die zweite Meßkampagne war längerfristig angelegt und lieferte stündlich gemittelte Winddaten über 7 Monate hinweg (16.5. – 16.12.2002), wobei sich die Werte jedoch nicht mehr auf den Nordwestrand des Walchensees, sondern direkt auf die Paßhöhe beziehen. Die Entfernung zwischen beiden Standorten beträgt ca. 300 m und der Höhenunterschied 60 m. In Abb. 6.4 sind die Windrichtungen am Kesselbergpaß dargestellt, wobei über jeweils eine Stunde gemittelt wurde (beispielsweise bezieht sich die Angabe „14 Uhr“ auf den Mittelungszeitraum 13 – 14 Uhr MEZ). Jede Abbildung enthält 215 Punkte, gemäß der Anzahl der Tage im Beobachtungszeitraum 16.5. – 16.12.2002. Aus Platzgründen wurde nur jedes zweite Stundenintervall abgebildet. Es zeigt sich, daß bis etwa 8 Uhr Südwinde vorherrschen, danach findet der Übergang zum Nordwindregime statt, das bis etwa 16 Uhr anhält. Nach 16 Uhr setzt wieder die Übergangsphase von Nord- zu Südwind ein; letztere sind dann ab 20 Uhr wieder vorherrschend. Da in der Abb. 6.4 alle Tage der Meßkampagne berücksichtigt wurden (und nicht nur Schönwettertage ohne starke synoptische Strömungen), finden sich in den Einzelbildern natürlich auch Südwinde tagsüber und Nordwinde nachts wieder, deren Ursache in der jeweiligen synoptischen Situation zu suchen ist.

### 6.3.2 Das Bodenwindfeld in der Umgebung des Walchensees bei Südföhn

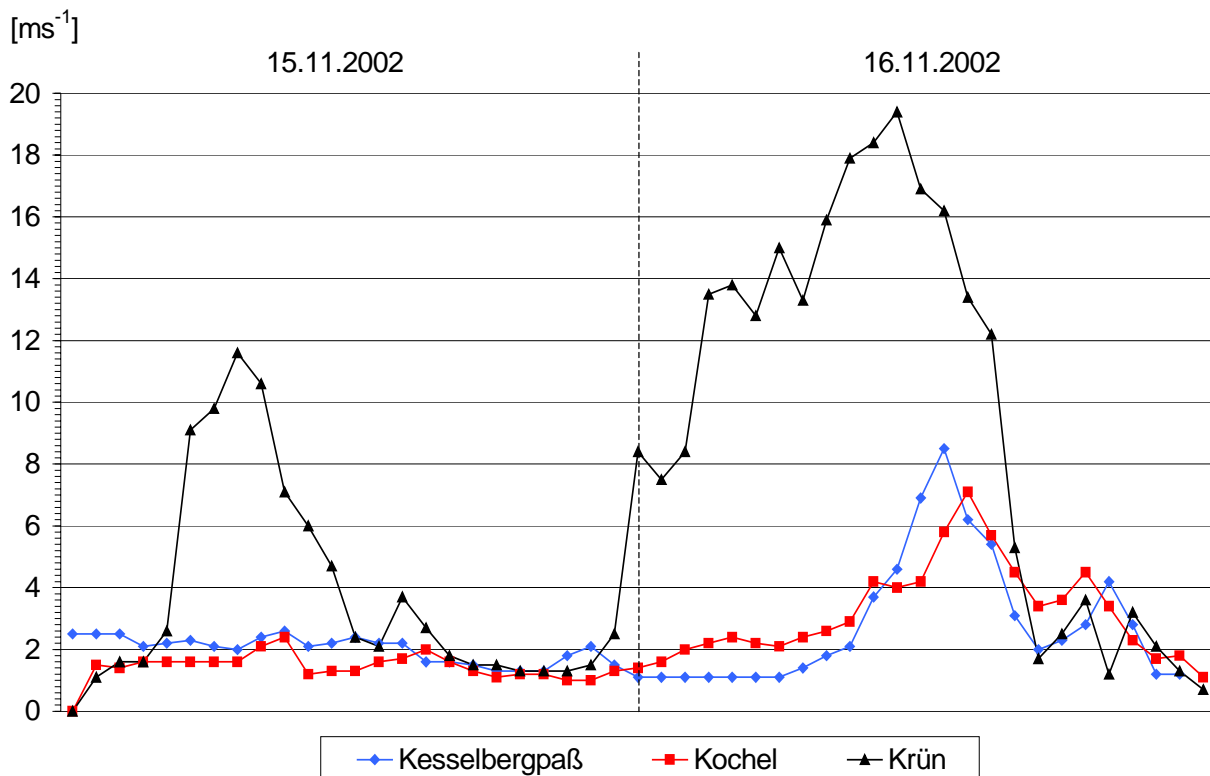
Ein sehr auffälliges Merkmal der lokalen Windverhältnisse ist das unterschiedliche Verhalten des Bodenwindfeldes am Walchen- und Kochelsee bei hochreichendem Südföhn. Wie schon eingangs erwähnt, ist am Walchensee bei Föhn allenfalls eine schwache Bodenströmung vorhanden, während der Wind am benachbarten Kochelsee und weiter südlich im oberen Isartal Sturmstärke erreichen kann.



**Abb. 6.5:** Die Bodenwindgeschwindigkeiten in Kochel und am Kesselbergpaß während zweier Föhnperioden am 23.11. und 25.11.2002. Die geplotteten Werte stellen Stundenmittelwerte dar.

Zwar konnten an beiden Seen nicht gleichzeitig Windmessungen durchgeführt werden, da die Station der ersten Meßkampagne bereits im Dezember 2001 abgebaut wurde, der Datenvergleich von Kochelsee und Kesselbergpaß (Abb. 6.5) veranschaulicht jedoch ebenfalls das unterschiedliche Verhalten des Bodenwindfeldes. Beim Föhndurchbruch am Vormittag des

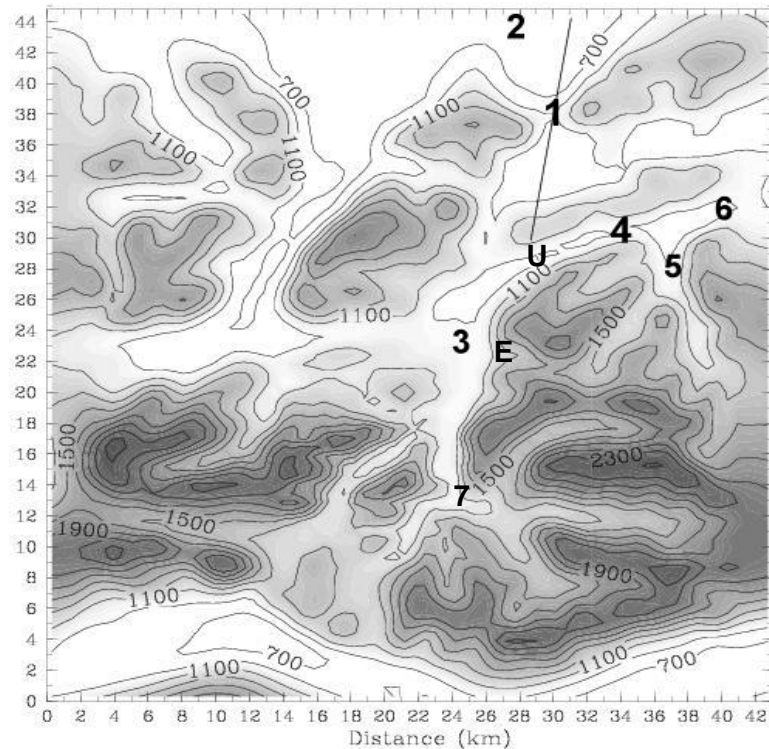
25.11.02 (Abb. 6.5) lag das Stundenmittel der Windgeschwindigkeit am Kochelsee mit  $9,6 \text{ ms}^{-1}$  fast doppelt so hoch wie am Kesselbergpaß. Hier ist zu erwähnen, daß am Paß bei Föhn üblicherweise deutlich höhere Windgeschwindigkeiten vorkommen als unten am Walchensee, was auf den Düseneffekt in dem sehr engen Paßgelände zurückgeführt werden kann. Als Extrembeispiel sei der Föhn vom 15. – 16.11.2002 aufgeführt, der im oberen Isartal verbreitet zu schweren Sturmschäden führte. Während am frühen Morgen des 16.11. in Krün bereits stürmischer Südwind mit rund  $15 \text{ ms}^{-1}$  (Stundenmittel) wehte, fand am Kesselbergpaß bodennah schwaches Einfließen aus nördlichen Richtungen statt (die Windgeschwindigkeiten sind in Abb. 6.6 skizziert). Erst als in Krün das Stundenmittel auf knapp  $20 \text{ ms}^{-1}$  anstieg, brach auch in der Umgebung des Walchensees die Föhnströmung durch, wobei das maximale Stundenmittel mit  $8,5 \text{ ms}^{-1}$  jedoch deutlich unter den Werten von Krün blieb. Der ebenfalls ziemlich starke Föhn vom Vortag (maximales Stundenmittel in Krün  $12 \text{ ms}^{-1}$ ) erreichte den Walchen- und Kochelsee überhaupt nicht. Zwar waren die Windgeschwindigkeiten im Bereich beider Seen diesmal sehr ähnlich (mit der Tendenz hin zu geringfügig höheren Werten am Kesselbergpaß), allerdings war dieses Föhnereignis in weiten Teilen des oberbayerischen Alpenraumes mit einem höchst untypischen Bodenwindmuster verbunden (z.B. Sturm in Murnau, aber kaum Wind auf dem Hohenpeißenberg, was vermutlich auf einen hydraulischen Sprung zurückzuführen ist). Dieses Föhnereignis kann daher nur bedingt als repräsentativ für die Unterschiede im Bodenwindfeld zwischen Walchensee und Kochelsee angesehen werden, aber es gilt festzuhalten, daß selbst schwere Föhnstürme im oberen Isartal kein Garant für Föhndurchbruch am Walchensee sind, obwohl beide Regionen nahe beieinander liegen und nicht durch hohe Berge voneinander getrennt sind.



**Abb. 6.6:** Die Bodenwindgeschwindigkeiten am Kesselbergpaß, in Kochel und in Krün während des extrem starken Föhns vom 15. – 16.11.2002.

Als Ursache für diese Diskrepanz wird das Fehlen von orographisch induzierten Schwerewellen unmittelbar südlich des Walchensees angenommen. Wie bereits gezeigt wurde, sind für die schweren Föhnstürme in Mittenwald orographische Schwerewellen über dem Karwendelgebirge verantwortlich, die die Strömung ins Tal hinunterbeschleunigen. Unmittelbar südlich des Walchensees ist jedoch kein Gebirgszug vorhanden, der Schwerewellen anregt

könnte. Der flache Bergrücken zwischen dem Walchensee und dem Mittelabschnitt des Isartales reicht dafür nicht aus, stattdessen bewirkt er ein Abheben der aus dem oberen Isartal kommenden Föhnströmung. Möglicherweise trägt auch die Blockierung der Luft im Luv von Herzogstand und Jochberg zum Abheben der Strömung bei. Abb. 6.8 zeigt einen vertikalen Querschnitt, der vom mittelgebirgsähnlichen Bergrücken südlich des Walchensees über den Talkessel desselben bis zum angrenzenden Alpennordrand verläuft (die Lage des Querschnitts ist in Abb. 6.7 durch die gerade Linie markiert).

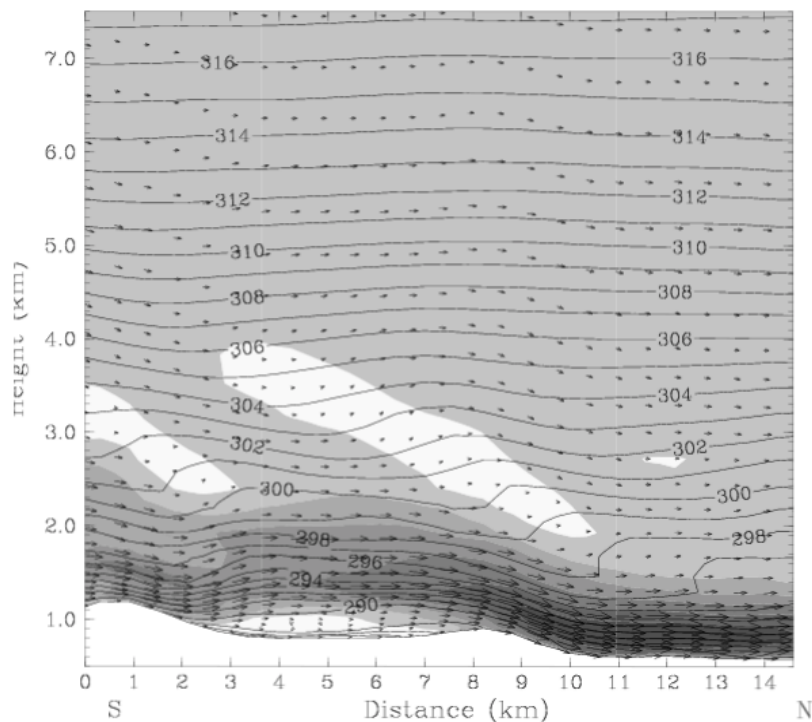


**Abb. 6.7:** Die Standorte der Windmeßstationen des VERTIKATOR-Projektes: 1 = Kesselbergpaß, 2 = Kochelsee, 3 = Krün, 4 = Isartal westlich Vorderriß, 5 = Eingang Rißbachtal, 6 = Isartal Geschiebedamm, 7 = Mittenwald. Die Buchstaben U und E kennzeichnen die Lage von Urfeld und Einsiedl; die gerade Linie markiert die Lage des in Abb. 6.8 gezeigten Querschnitts.

Abb. 6.8 bezieht sich auf den gut dokumentierten Föhn vom 24.10.1999 (6 UTC). Zwar war um diese Uhrzeit die Föhnströmung noch nicht voll entwickelt, dennoch stellten sich bereits nennenswerte Windgeschwindigkeiten insbesondere im Lee des Kesselbergpasses ein, wo zudem eine Schwerewelle mit dem Verlauf der Isentropen erkennbar wird. Die Anregung der Schwerewelle im Lee des Herzogstands dürfte verantwortlich dafür sein, daß bei Föhn am Kochelsee merklich höhere Windgeschwindigkeiten vorkommen als am Walchensee. Der Querschnitt in Abb. 6.8 verläuft zwar nicht über den Bergkamm, doch Smith (1980) konnte zeigen, daß die von den seitlichen Bergrücken ausgehende Wellenstörung auch in den Bereich des Passes hineinstrahlt, so daß dort ein qualitativ ähnliches Wellensignal wie über dem benachbarten Berg zu finden ist. Aus der Ähnlichkeit der Wellenmuster über dem Paß bzw. über dem Berg kann zudem geschlossen werden, daß die mit der Schwerewelle in Verbindung stehenden Wind- und Druckstörungen einander ähnlich sind.

Standort	Höhe [m]	Länge	Breite	Meßbeginn	Meßende
Lenggries/Graben	692	113457	473925	02.05.2002 10:00	01.05.2003 00:00
Schönberg	1620	113835	473822	16.05.2002 11:00	01.10.2002 00:00
Isar Geschiebedamm	760	112934	473346	02.05.2002 13:00	17.12.2002 00:00
Isar westl. Vorderriß	788	112506	473314	03.05.2002 11:00	01.05.2003 00:00
Rißbachtal	788	112618	473232	03.05.2002 11:00	01.05.2003 00:00
Segelflugplatz Kochel	600	112114	474022	25.04.2002 12:00	01.05.2003 00:00
Krün	875	111647	472946	20.06.2002 15:00	01.05.2003 00:00
Kesselbergpaß	860	112102	473721	16.05.2002 16:00	17.12.2002 00:00

**Tab. 6.2:** Überblick über die Windmeßstationen im Gebiet Walchensee/Kochelsee und Isartal. Die dritte und vierte Spalte geben die geographische Länge und Breite des Stationsstandortes an.



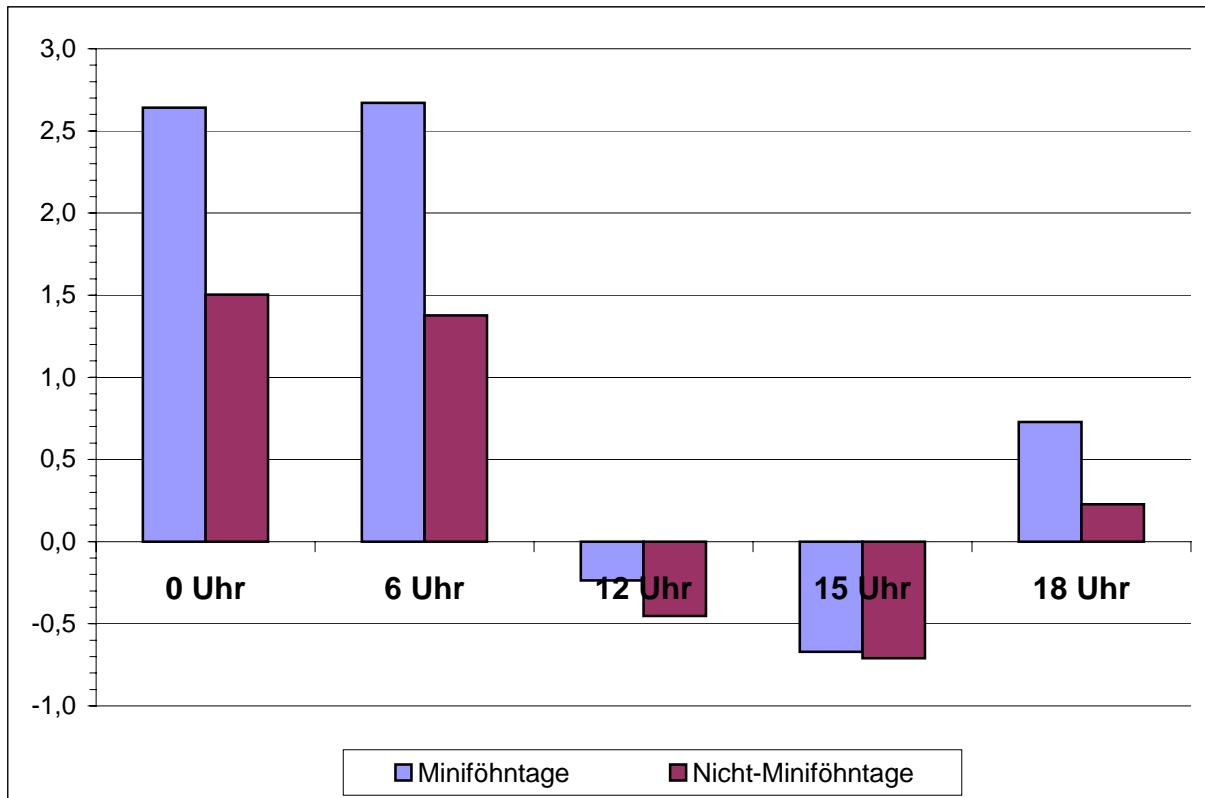
**Abb. 6.8:** Vertikaler Querschnitt von Wind und potentieller Temperatur, gültig für den Föhnfall des 24.10.1999 um 6 UTC. Die leichte Topographieerhebung rechts von der Bildmitte markiert die Lage des Kesselbergpasses. Isentropen sind im Abstand von 1 K und die Windwerte mit Schattierungen im Abstand von  $2,5 \text{ ms}^{-1}$  und Pfeilen angegeben. Zur Lage des Querschnitts siehe Abb. 6.7.

Das Bodenwindfeld im Bereich des Kesselbergpasses wurde auch getrennt nach Miniföhn- und Nicht-Miniföhn-Tagen (bezogen auf das obere Isartal) untersucht. Auch wenn die bodennahe Miniföhnströmung nicht das Talbecken des Walchensees erreicht, so ist doch zu erwarten, daß an Miniföhn-Tagen die Südkomponente des nächtlichen Tal auswindes am Paß signifikant höher ist als an Tagen ohne Miniföhn. Zum einen tritt Miniföhn überwiegend in klaren Nächten auf, die naturgemäß mit stärkerem Tal auswind verbunden sind als bewölkte Nächte. Zum anderen ist die Miniföhnströmung Teil des nächtlichen Low-Level Jets, der am südlichen Ende des oberen Isartales seinen Anfang nimmt und nach Norden gerichtet ist (Hornsteiner und Zängl, 2004c), d.h. die nächtliche Strömung folgt nicht dem Isartalverlauf, sondern fließt über das Walchenseebecken und durch den Kesselbergpaß ins Alpenvorland hinaus. Die Winddatenanalyse im Halbjahreszeitraum Mitte Mai bis Mitte Dezember 2002 zeigt tatsächlich, daß die mittlere Südkomponente des Tal auswindes um 6 Uhr MEZ mit  $2,7 \text{ ms}^{-1}$  fast doppelt so stark war wie an Tagen ohne Miniföhn ( $1,4 \text{ ms}^{-1}$ , siehe Abb. 6.9). Zum gleichen Ergebnis kommt für die Tageszeiten 0 und 18 Uhr, während zum 12-Uhr-Termin



freilich Nordwind (Taleinwind) wehte. Erwartungsgemäß war aber an den Miniföhntagen die Nordkomponente um 12 Uhr etwas schwächer als an Tagen ohne Miniföhn. Da um 15 Uhr in beiden Fällen die Nordkomponente jedoch etwa gleich stark war, kann davon ausgegangen werden, daß es sich hierbei überwiegend um den Einfluß des lokalen Windsystems und weniger um synoptischskalige Einflüsse gehandelt hat. Anzumerken ist noch, daß die angegebenen Winddaten Mittelwerte im einstündigen Intervall vor den angegebenen Zeiten darstellen. Der 6-Uhr-Wert repräsentiert also das einstündige Mittel im Intervall 5 – 6 Uhr.

[ms<sup>-1</sup>]

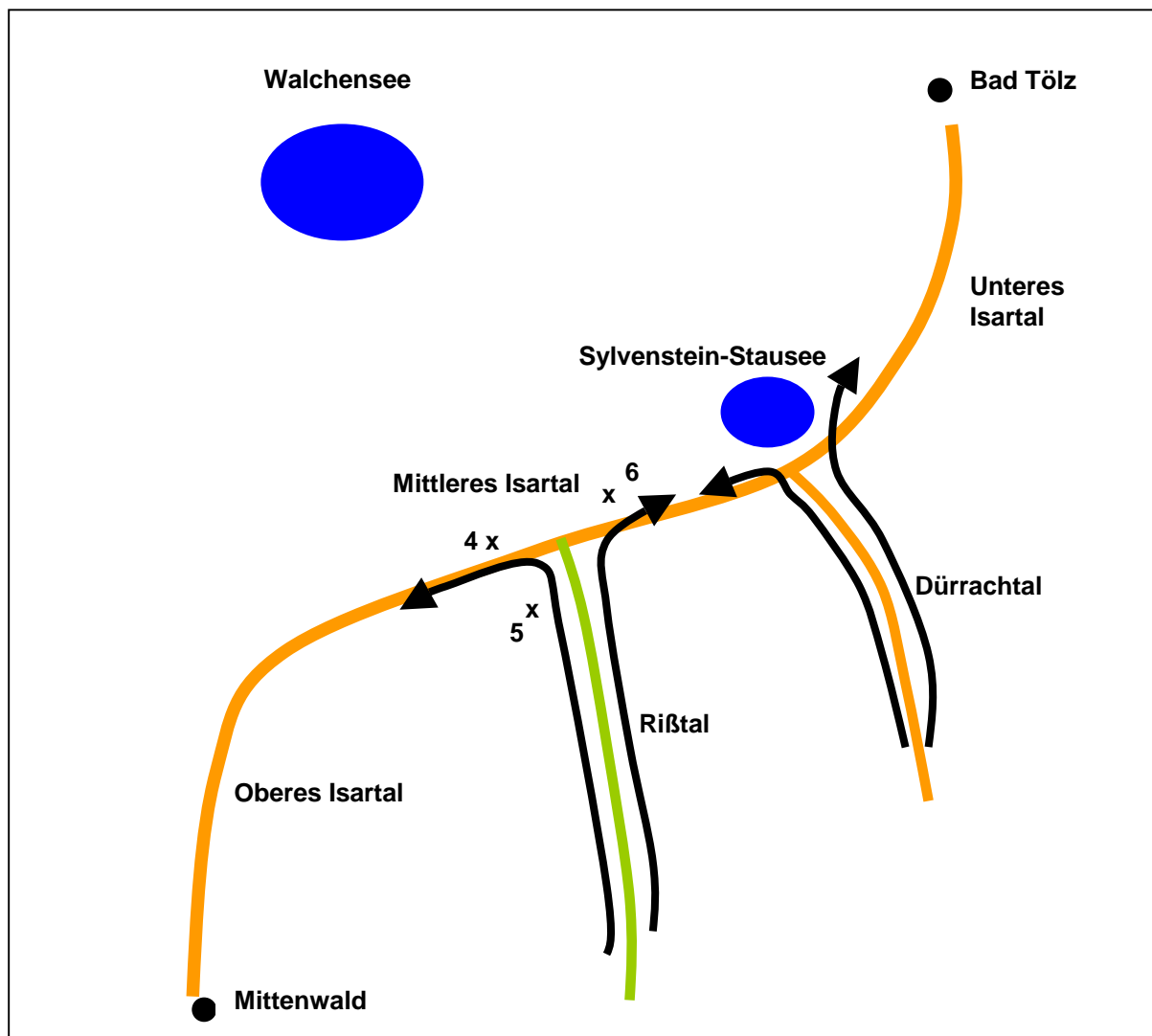


**Abb. 6.9:** Die Südkomponente der Windgeschwindigkeit am Kesselbergpaß, getrennt nach Miniföhntagen und Tagen ohne Miniföhn. Die Werte beziehen sich auf das Stundenmittel im Intervall vor dem angegebenen Termin.

### 6. 3. 3 Das Bodenwindfeld im mittleren Isartal bei Südföhn

Der bereits erwähnte Starkföhnfall vom 15. – 16.11.2002 wird nochmal herangezogen, um die Reaktion des Bodenwindfeldes im Mittelabschnitt des Isartales zu untersuchen. Dort waren Windweschreiber an den Standorten Isartal westlich Vorderriß, Eingang Rißbachtal und Isartal Geschiebedamm im Einsatz (Abb. 6.7). Vergleiche mit anderen Föhnfällen während der zweiten Meßkampagne belegen, daß Föhndurchbrüche im Rißbachtal (ein Seitental des mittleren Isartales; siehe Abb. 6.10) offensichtlich nur während außerordentlich intensiver Föhnperioden auftreten. Nennenswerte Windgeschwindigkeiten wurden nur am 16.11.2002 registriert (maximales Stundenmittel knapp 9 ms<sup>-1</sup>, vgl. Abb. 6.11a), wobei der Bodenwind aus etwa 180° kam (Abb. 6.11b). An der Mündung des Rißbachtals in das mittlere Isartal scheint sich die Föhnströmung zu verzweigen, so daß westlich der Mündung (Station Nr. 4 in Abb. 6.7) überraschenderweise während der gesamten Föhndauer Nordostwind mit einem maximalen Stundenmittel von knapp 15 ms<sup>-1</sup> wehte (Abb. 6.11c und 6.11d). Östlich der Tal-mündung (Station Nr. 6 in Abb. 6.7, siehe auch Abb. 6.10) kam die Föhnströmung dagegen aus West bis Nordwest (Abb. 6.11f), in der Zeit der maximalen Stundenmittel (bis zu 8 ms<sup>-1</sup>, Abb. 6.11e) drehte der Wind allerdings auch auf Nordost. Anscheinend handelte es sich um

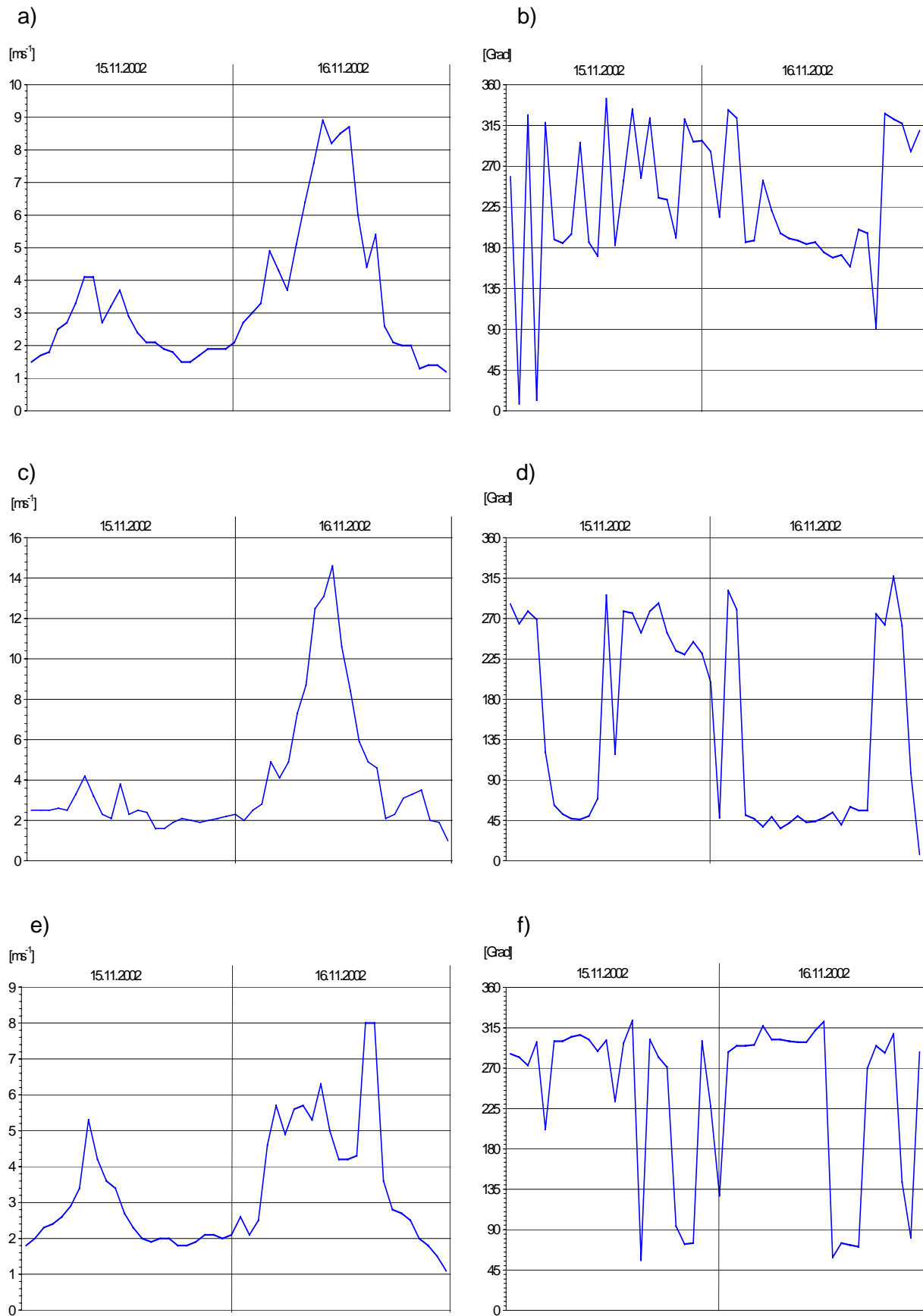
eine Föhnströmung, die aus dem Dürrachtal (Abb. 6.10) kommt und sich am Talausgang ebenfalls nach Westen und Osten verzweigt. Das Dürrachtal ist ein weiteres Seitental des mittleren Isartales und verläuft östlich des Reißbachtals ungefähr parallel zu demselben. Zwischen dem Reißbach- und Dürrachtal existiert offensichtlich eine Konvergenzzone, die sich während des Höhepunkts der Föhnlage so weit nach Westen verlagerte, daß auch Station Nr. 6 nordöstliche Bodenwinde registrierte. Unklar ist jedoch, weshalb diese Konvergenzzone in einigen Föhnsituationen bis zur Reißalmündung vordringen kann und in anderen Fällen weiter östlich verbleibt. Es ist zu vermuten, daß die Strömung in beiden Tälern durch orographisch induzierte Schwerewellen talauswärts beschleunigt wird, wobei die Schwerewellenbildung in beiden Tälern aber unterschiedlich stark ausgeprägt ist und somit auch die Beschleunigung der Strömung. Näheren Aufschluß können hierzu aber nur weitere Messungen und Beobachtungen, evt. in Verbindung mit numerischen Simulationen geben.



**Abb. 6.10:** Die Lage von Reißbachtal und Dürrachtal, zwei Seitentäler des mittleren Isartales. Die Kreuze markieren die Lage der Windmeßstationen: 4 = Station „Isartal westlich Vorderriß“, 5 = Station „Reißbachtal“, 6 = Station „Isartal Geschiebedamm“ (siehe auch Abb. 6.7). Die Pfeile geben die ungefähre Struktur des Bodenwindfeldes bei einer Föhnsituation wieder.

Zu Abb. 6.10 sei nochmals angemerkt, daß das Verhalten des Bodenwindfeldes im Dürrachtal bislang nicht mit Hilfe von Messungen oder numerischen Simulationen untersucht wurde. Da in den Alpen der Föhn aber fast immer durch meridional verlaufende Täler hinabsteigt, ist es naheliegend, eine Bodenwindströmung wie in Abb. 6.10 gezeigt anzunehmen.





**Abb. 6.11:** Die stündlichen Mittelwerte im mittleren Isartal. Linke Spalte: Windgeschwindigkeiten, rechte Spalte: Windrichtungen. (a) und (b): Rißbachtal, (c) und (d): Isartal westlich Vorderriß, (e) und (f) Isartal Geschiebedamm.

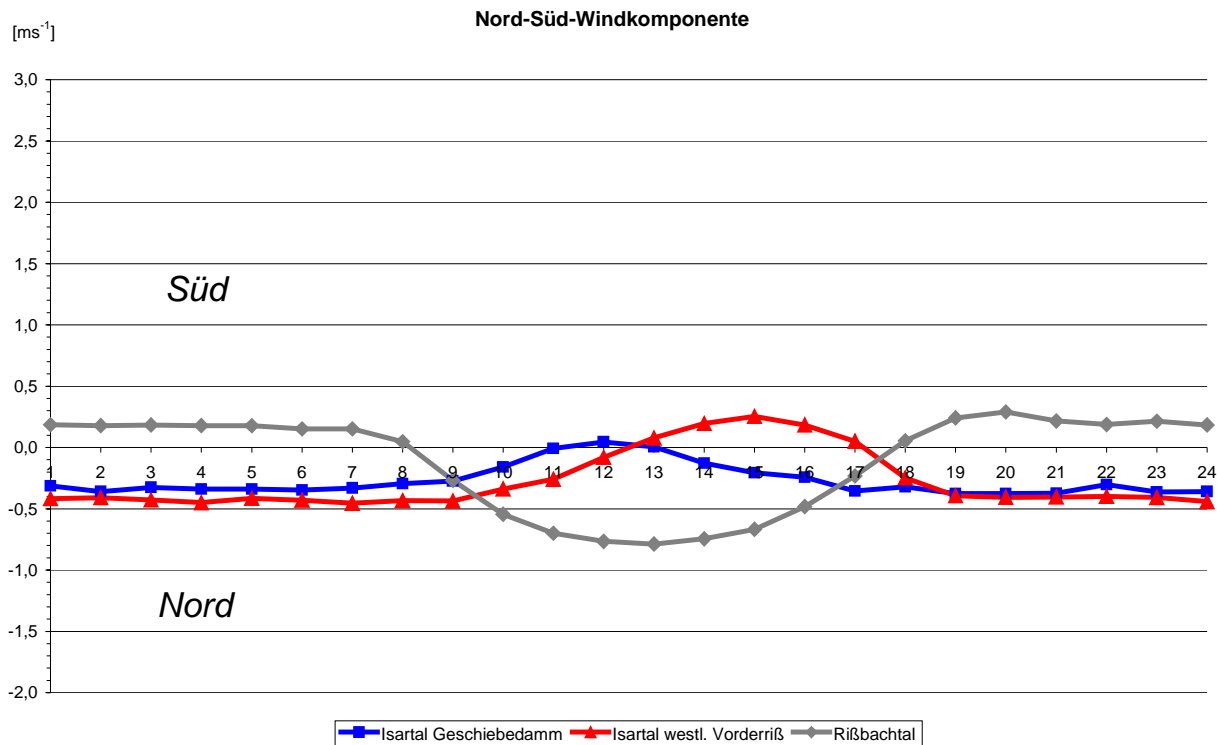
### 6. 3. 4 Die tageszeitliche Entwicklung des Talwindsystems im mittleren Isartal

Die meisten der in Tab. 6.2 aufgelisteten Windmeßstationen waren für die Dauer eines Jahres im Einsatz, so daß es möglich war, die durchschnittliche tageszeitliche Entwicklung des Talwindsystems im mittleren Isartal zu untersuchen. Dabei wurden die Nord-Süd- sowie die West-Ost-Komponenten des Bodenwindes getrennt betrachtet. Am nördlichen Talausgang des Reißbachtals wehte im Mittel zwischen 18 Uhr und 8 Uhr Talauswind aus südlicher Richtung, wobei das Stundenmittel der Südkomponente während dieses Zeitraums ziemlich konstant bei  $0,2 \text{ ms}^{-1}$  lag (Abb. 6.12). Die Westkomponente erreichte nachts Stundenmittel um  $0,6 \text{ ms}^{-1}$ , schwächte sich aber bereits gegen 6 Uhr ab (Abb. 6.13). Ab 9 Uhr schwenkte der Wind auf östliche Richtungen um, doch bereits zwischen 14 und 15 Uhr stellte sich wieder eine westliche Komponente ein (Abb. 6.13). Als Ursache dafür werden lokale Hangwindzirkulationen vermutet. Der Taleinwind selbst wehte zwischen 8 und 18 Uhr (Abb. 6.12).

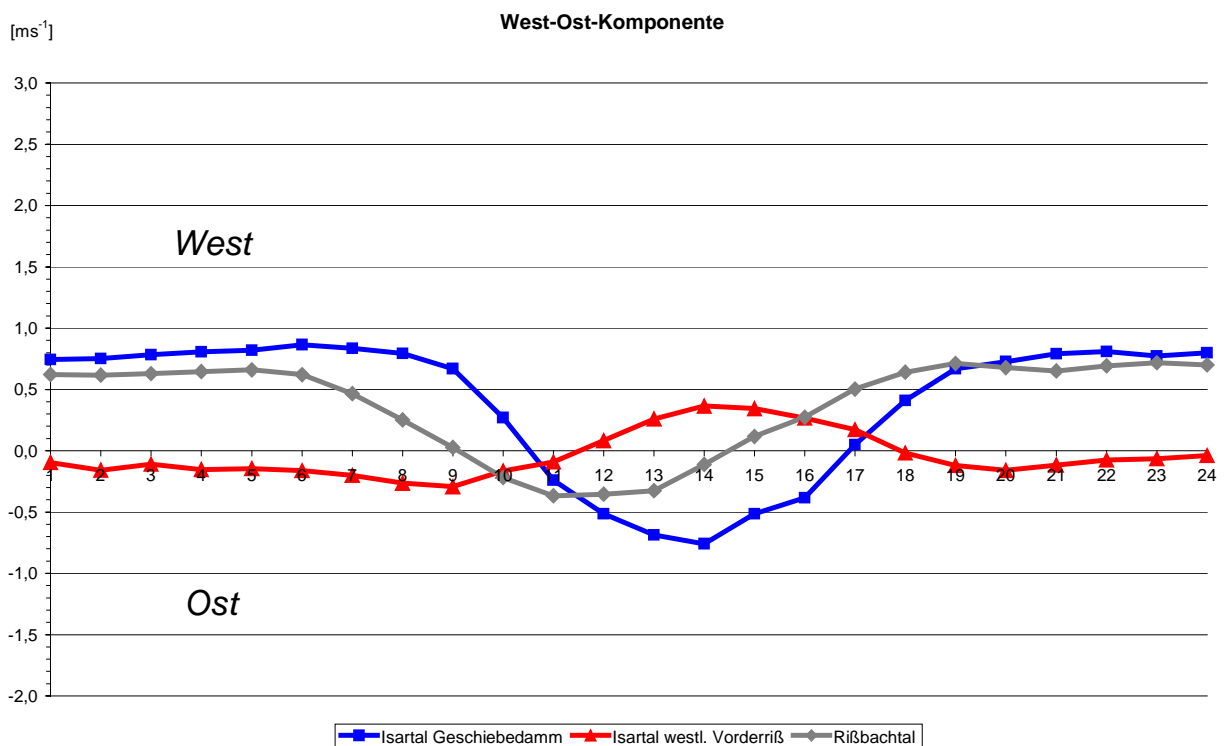
Aufgrund der west-östlichen Orientierung des mittleren Isartalabschnitts waren die Nord-Süd-Komponenten an den beiden Meßstationen Geschiebedamm und westl. Vorderriß ebenfalls nur schwach ausgeprägt. Während an ersterer Station im Mittel fast keine Südkomponente zu verzeichnen war (ausgenommen zur Mittagszeit mit lediglich  $0,1 \text{ ms}^{-1}$ ), trat an der weiter westlich gelegenen zweiten Station zumindest im Zeitraum zwischen 13 und 17 Uhr eine schwache Südkomponente mit maximalen Stundenmitteln von  $0,3 \text{ ms}^{-1}$  auf (Abb. 6.12). Etwas stärker ausgeprägt waren natürlich die West-Ost-Komponenten, wobei jedoch überraschenderweise der nächtliche Talauswind an beiden Stationen eine entgegengesetzte Richtung hat. So weht an der Station Geschiebedamm nachts westlicher Wind (maximales Stundenmittel  $0,9 \text{ ms}^{-1}$ ), der zwischen 10 und 11 Uhr vom Taleinwind aus östlicher Richtung abgelöst wird (Abb. 6.13). Bereits gegen 17 Uhr wird das Taleinwindregime wieder durch westliche Winden ersetzt. Das gegensätzliche Verhalten zeigt der Wind an der Station westlich von Vorderriß, also nächtlicher Wind aus östlicher Richtung und westlicher Wind untertags. Der westliche Taleinwind stellt vermutlich die Fortsetzung des Taleinwindes dar, der durch den Kesselbergpaß über das Walchenseebecken weiter nach Süden strömt. Der obere Teil dieser Strömung fließt dabei offensichtlich über den Berggrücken südöstlich des Walchensees ins mittlere Isartal hinab, wie auch die Talwindsimulationen von Zängl (2004) bestätigen. Etwas stärker ausgeprägt ist das Talwindsystem im nördlichen Isartal. So weist die Station Lenggries einen südlichen Talauswind mit Stundenmitteln bis  $1,7 \text{ ms}^{-1}$  auf (Abb. 6.14). Der Vollständigkeit halber wurden auch die Winddaten der Station Schönberg (1620 m, südöstlich von Lenggries) graphisch dargestellt (Abb. 6.14), allerdings war diese Station nur für viereinhalb Monate in Betrieb; zudem kommt in dieser Höhe die Periodizität des Talwindsystems nicht mehr so ausgeprägt zur Geltung.

Im mittleren Isartal tritt im Bereich der Reißbachtalmündung somit in den Nachtstunden eine lokale Konvergenz und tagsüber Divergenz auf, verursacht durch den nächtlichen Talauswind und den Taleinwind tagsüber im Reißtal. Ein stark ausgeprägtes Talwindsystem scheint im mittleren Isartal nicht zu existieren, doch sind die Windmeßdaten im mittleren Isartal auch im Zusammenhang mit lokalen Zirkulationen in einigen kleinen Seitentälern zu sehen. Beispielsweise besitzt das nächtliche Windregime an der Station Geschiebedamm eine Nordkomponente, was nicht der Talrichtung stromaufwärts entspricht. Möglicherweise spielt hier der Talauswind eines kleinen bewaldeten Seitentales nördlich der Station eine Rolle.

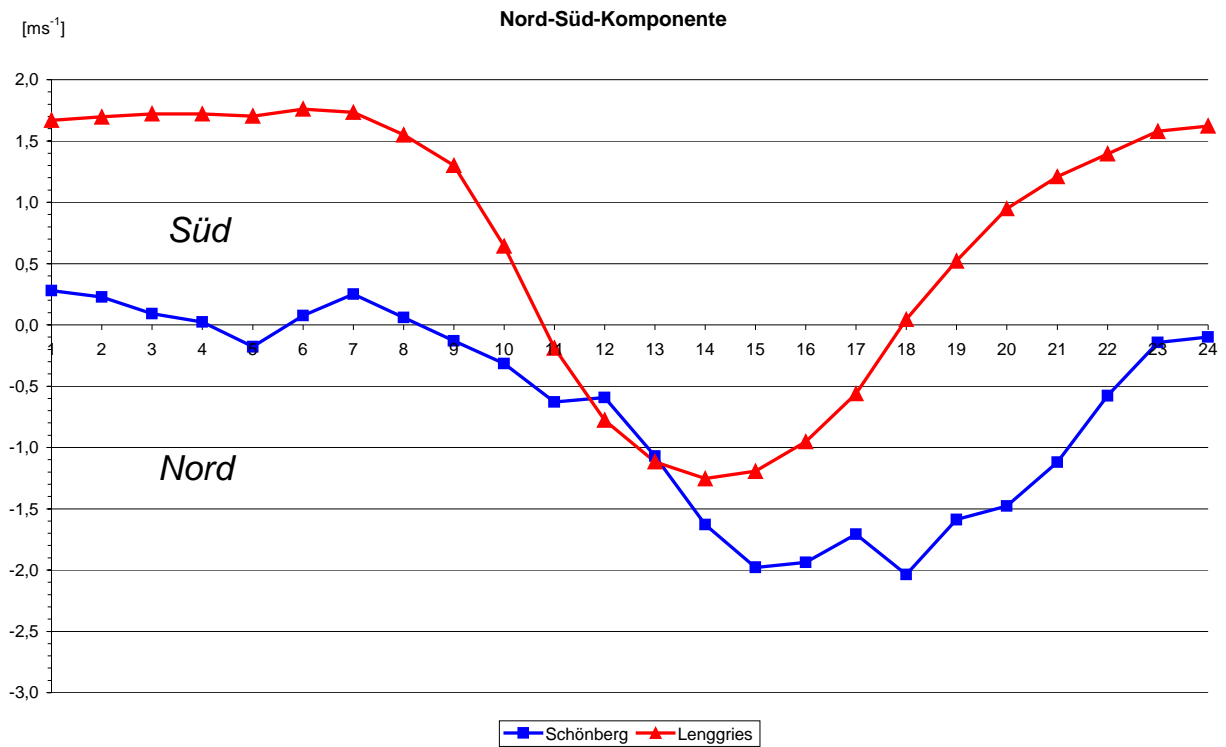
Leider existieren keine Meßstationen entlang der Hänge, so daß eine Abschätzung der Massenflüsse durch das Isartal nicht möglich ist oder zumindest viel zu ungenau wäre. Es ist jedoch zu vermuten, daß die tagesperiodische thermische Zirkulation („Alpines Pumpen“) zwischen dem oberbayerischen Alpengebiet in der Region des oberen Isartales und dem angrenzenden Alpenvorland im wesentlichen entlang der Achse Walchensee – Mittenwald erfolgt und nicht so sehr entlang des deutlich längeren Isartales mit seiner gewundenen Talachse. Die Windkomponenten der Stationen Kochelsee, Kesselberg, Krün und Mittenwald sind in den Abb. 6.16 und 6.17 aufgetragen.



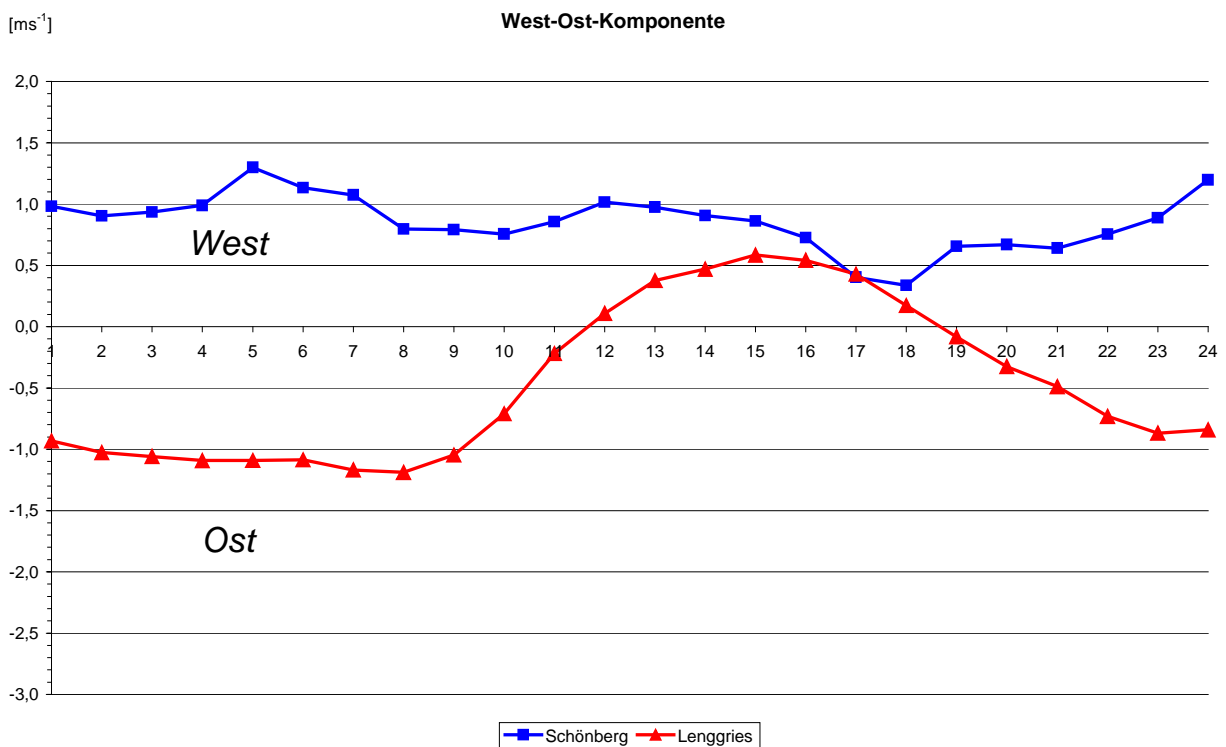
**Abb. 6.12:** Die Nord-Süd-Komponenten an den Windmeßstationen Isartal-Geschiebedamm, Isartal westlich Vorderriß und Reißbachtal. Die Ordinate gibt die Windgeschwindigkeit in  $\text{ms}^{-1}$  und die Abszisse die Tageszeit (volle Stunden) in MEZ an.



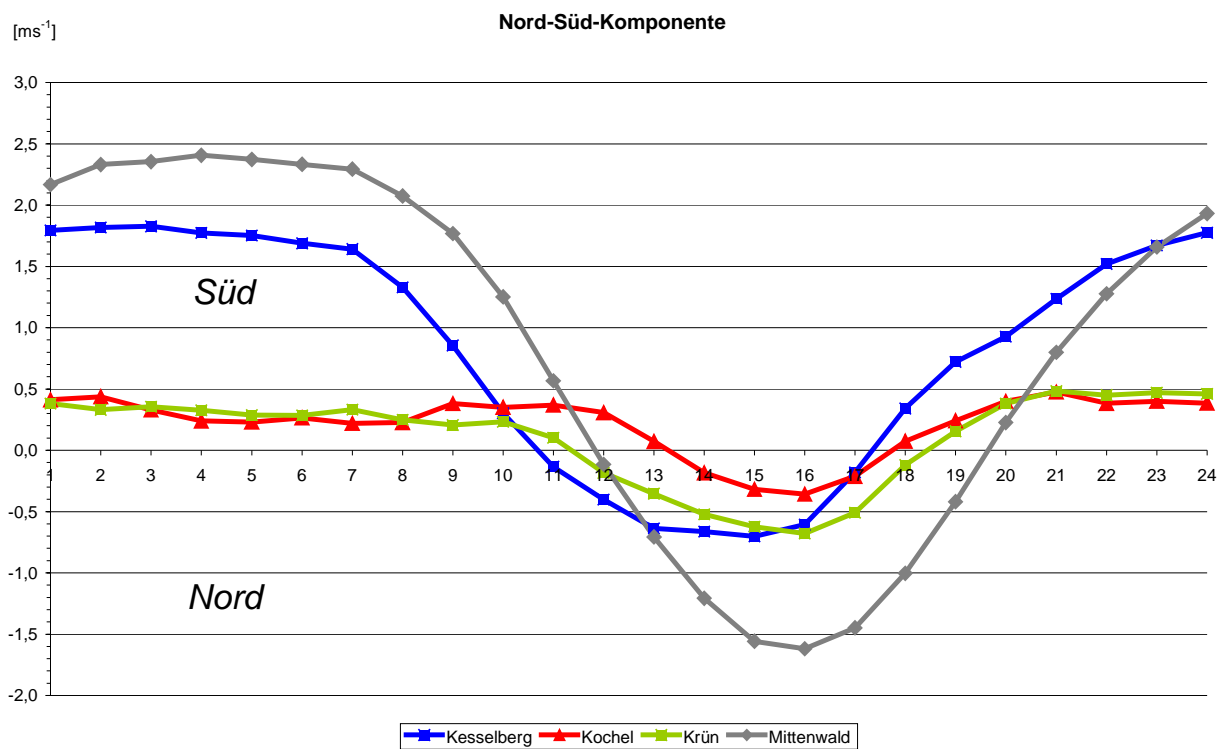
**Abb. 6.13:** Die West-Ost-Komponenten an den Windmeßstationen Isartal-Geschiebedamm, Isartal westlich Vorderriß und Reißbachtal. Zur Beschriftung der Achsen in dieser und den Abb. 6.14 bis 6.17 siehe Abb. 6.12.



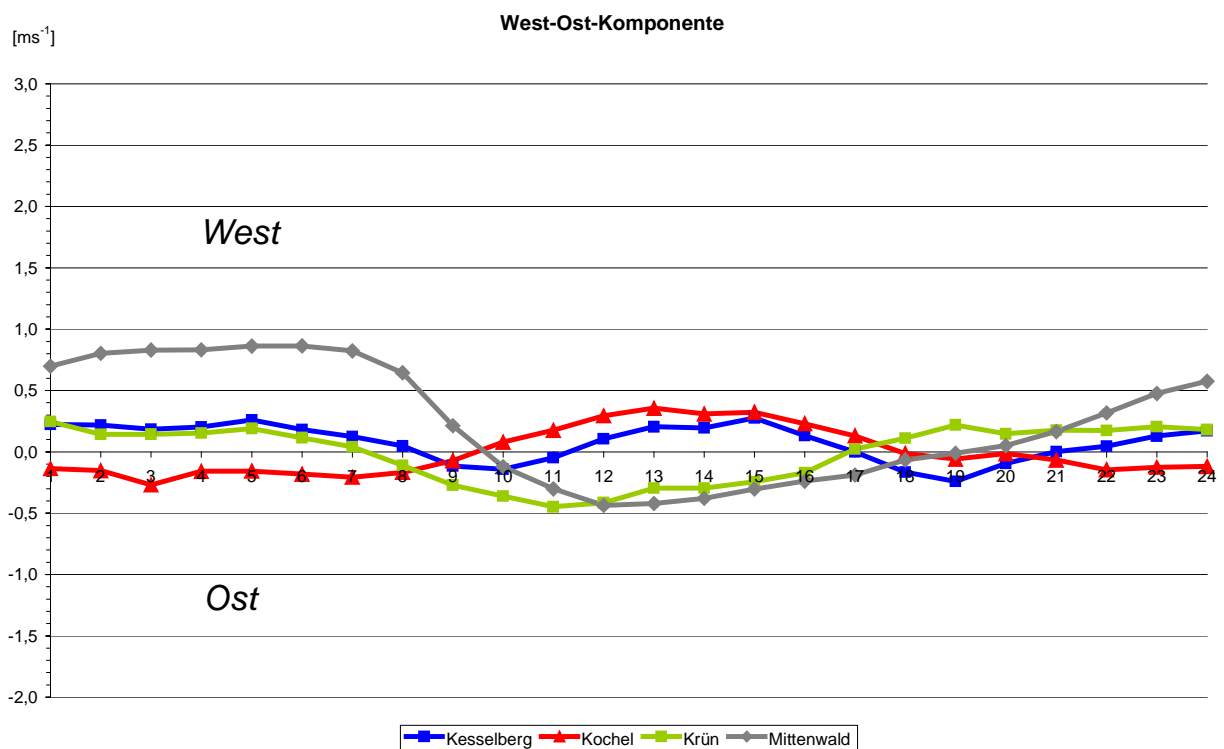
**Abb. 6.14:** Die Nord-Süd-Komponenten an den Windmeßstationen Lenggries und Schönberg (Bergstation auf 1620 m, südöstlich von Lenggries).



**Abb. 6.15:** Die West-Ost-Komponenten an den Windmeßstationen Lenggries und Schönberg.

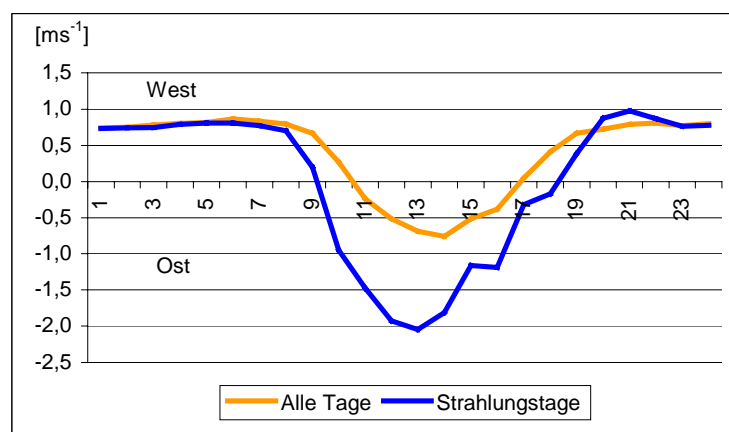


**Abb. 6.16:** Die Nord-Süd-Komponenten an den Windmeßstationen Kesselberg, Kochel, Krün und Mittenwald.



**Abb. 6.17:** Die West-Ost-Komponenten an den Windmeßstationen Kesselberg, Kochel, Krün und Mittenwald.

Die Abb. 6.12 bis 6.17 beziehen sich auf die Daten aller Tage der in Tab. 6.2 angegebenen Meßzeiträume. Für diese stehen teilweise (bis 31.7.2002) auch Werte der Globalstrahlung, der diffusen Strahlung, der langwelligen Ausstrahlung und der Sonnenscheindauer an der Station Hohenpeißenberg zur Verfügung, so daß eine Separierung der Winddaten nach Strahlungstagen und trüben Tagen vorgenommen werden konnte. Die Werte der Station Mittenwald wurden aus dem Zeitraum 5.6.2000 – 31.8.2003 (Spalte „alle Tage“) bzw. 1.1.2002 – 31.7.2002 (Spalte „Strahlungstage“) berechnet. Als Strahlungstage wurden dabei Tage mit einer Tagessumme der Globalsumme von mindestens 2000 J cm<sup>-2</sup> definiert (die Spitzenwerte einiger weniger Tage lagen bei über 3000 J cm<sup>-2</sup>). Als Tage mit mittlerem Strahlungsangebot wurden solche mit einer Tagessumme von 1000 – 2000 J cm<sup>-2</sup> bezeichnet, während die Tagessumme der trüben Tage weniger als 1000 J cm<sup>-2</sup> beträgt. Der Vergleich der Strahlungstage mit allen Meßtagen ergab, daß der Talauswind (nur talachsenparallele Komponente betrachtet) um einen Faktor von ca. 1,5 und der Taleinwind um einen Faktor von ca. 3 unterschätzt wurde (siehe letzte Zeile in Tab. 6.3). An der Station Isartal-Geschiebedamm (Abb. 6.18) war beim Talauswind kaum ein Unterschied feststellbar. Etwas stärker fiel der Unterschied erwartungsgemäß beim Taleinwind auf, beispielsweise betrug das maximale Stundenmittel des Taleinwindes nur 0,7 ms<sup>-1</sup> (bezogen auf alle Tage), an Strahlungstagen jedoch 2 ms<sup>-1</sup> (Abb. 6.18).



**Abb. 6.18:** Tageszeitlicher Verlauf der West-Ost-Komponente der Windgeschwindigkeit an der Station Isartal-Geschiebedamm, bezogen auf alle Tage im Zeitraum 2.5. – 16.12.2002 und auf die Strahlungstage im Zeitraum 2.5. – 31.7.2002. Die Abszisse gibt die Uhrzeit in MEZ an. Zur Definition des Strahlungstags siehe im Text weiter oben.

Stationsname	Verhältnis Strahlungstage/alle Tage			
	Taleinwind		Talauswind	
	N-S	W-O	N-S	W-O
Mittenwald	<b>2,15</b>	1,66	<b>1,26</b>	1,31
Krün	<b>3,97</b>	1,09	<b>2,34</b>	0,94
Kesselberg	<b>2,49</b>	1,71	<b>1,33</b>	1,17
Kochel	<b>3,47</b>	0,82	<b>1,52</b>	1,99
Lenggries	<b>2,37</b>	1,83	<b>1,24</b>	1,32
Rißtal	<b>2,44</b>	2,58	<b>2,69</b>	0,96
Isartal westl. Vorderriß	6,34	<b>4,68</b>	1,33	<b>0,84</b>
Isartal Geschiebedamm	1,59	<b>3,09</b>	0,91	<b>0,98</b>
Talparallele Komponenten	<b>3,08</b>		<b>1,53</b>	

**Tab. 6.3:** Verhältnis der Windkomponenten zwischen Strahlungstagen und allen Tagen. Die fett und kursiv gedruckten Werte geben die talparallelen Komponenten an. Die Taleinwind- und Talauswindphasen wurden anhand der Vorzeichen der talparallelen Windkomponenten bestimmt. Die Faktoren repräsentieren Medianwerte, die aus den Einzelfaktoren der Stundenmittelwerte berechnet wurden.

## 7. Klimatologische und dynamische Aspekte des Föhns im oberen Isartal

In diesem Kapitel sollen einige klimatologische und dynamische Aspekte von Miniföhn und hochreichendem Föhn im Isartal vorgestellt werden, wobei insbesondere auf den Einfluß der großräumigen Anströmung auf die Miniföhnaktivität eingegangen werden soll. Im 8. Kapitel folgen dazu nähere statistische Untersuchungen.

### 7.1 Der Einfluß der großräumigen Anströmung auf die Miniföhnaktivität

Die folgende Untersuchung soll anhand zweier Beispiele die Abhängigkeit der Miniföhnaktivität von der synoptischskaligen Windrichtung veranschaulichen.

Am 4.1.2002 gelangte der Alpenraum am Rande eines über Polen liegenden Hochdruckgebietes in eine bodennahe Südostströmung, allerdings zeigen Meldungen von Bergwetterstationen und die Daten der Innsbrucker Radiosonde (Tab. 7.1) eine ausgeprägte Windscherung mit Nordostwinden oberhalb 3000 m. Aufgrund der Richtung der Schneeverwehungen war zu schließen, daß selbst im Kammniveau des Karwendels (2400 m) starker Nordostwind wehte. Dennoch setzte sich am Abend des 4.1. ein starker Miniföhn in Mittenwald ein, der während der ganzen Nacht anhielt. Großräumige Nordwinde unterdrücken also nicht notwendigerweise Miniföhn, wenn eine Windscherung mit südlichen Winden in tieferen Niveaus vorhanden ist. Eine gegensätzliche Situation trat am 7.11.2003 auf: gemäß der Innsbrucker Radiosonde (Tab. 7.2) dominierten an diesem Tag Nordostwinde in Niveaus unterhalb 2000 m, während darüber die Windrichtung auf Südost drehte, also auf eine für Miniföhn günstige Windrichtung. Obwohl die Zugspitz-Station stürmischen Südostwind registrierte, blieb die wolkenfreie Nacht in Mittenwald völlig windstill.

11120 LOWI Innsbruck-Flughafen Observations at 03Z 04 Jan 2002							
PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT
Hpa	M	C	C	%	g/kg	deg	Knot
1000.0	296						
964.0	593	-12.9	-12.9	100	1.48	0	0
957.0	647	-11.1	-11.7	95	1.64	337	1
925.0	898	-10.7	-12.7	85	1.56	230	6
902.0	1092	-9.7	-12.7	79	1.60	200	7
862.0	1445	-6.3	-19.3	35	0.97	145	10
850.0	1555	-6.9	-20.9	32	0.86	145	14
834.0	1703	-7.4	-22.1	30	0.78	150	19
829.0	1750	-7.5	-22.5	29	0.76	149	19
812.0	1911	-7.0	-26.5	20	0.54	145	16
788.0	2145	-6.3	-32.3	11	0.32	136	9
767.0	2356	-7.5	-35.5	9	0.24	127	4
761.0	2417	-3.9	-40.9	4	0.14	125	2
759.0	2438	-3.9	-42.9	3	0.11	123	3
700.0	3071	-7.5	-45.5	3	0.09	70	21
699.0	3082	-7.6	-45.3	3	0.10	70	21
683.0	3262	-8.7	-41.7	5	0.14	58	19
672.0	3383	-9.7	-41.4	6	0.15	50	17
656.0	3563	-11.1	-40.9	7	0.16	45	14
642.0	3724	-12.4	-40.5	8	0.17	55	12

**Tab. 7.1:** Radiosondenaufstieg von Innsbruck vom 4.1.2002 (3 UTC). Oberhalb etwa 3000 m drehte der Wind auf nordöstliche Richtungen, in tieferen Niveaus wehte Südostwind (außer in Bodennähe).

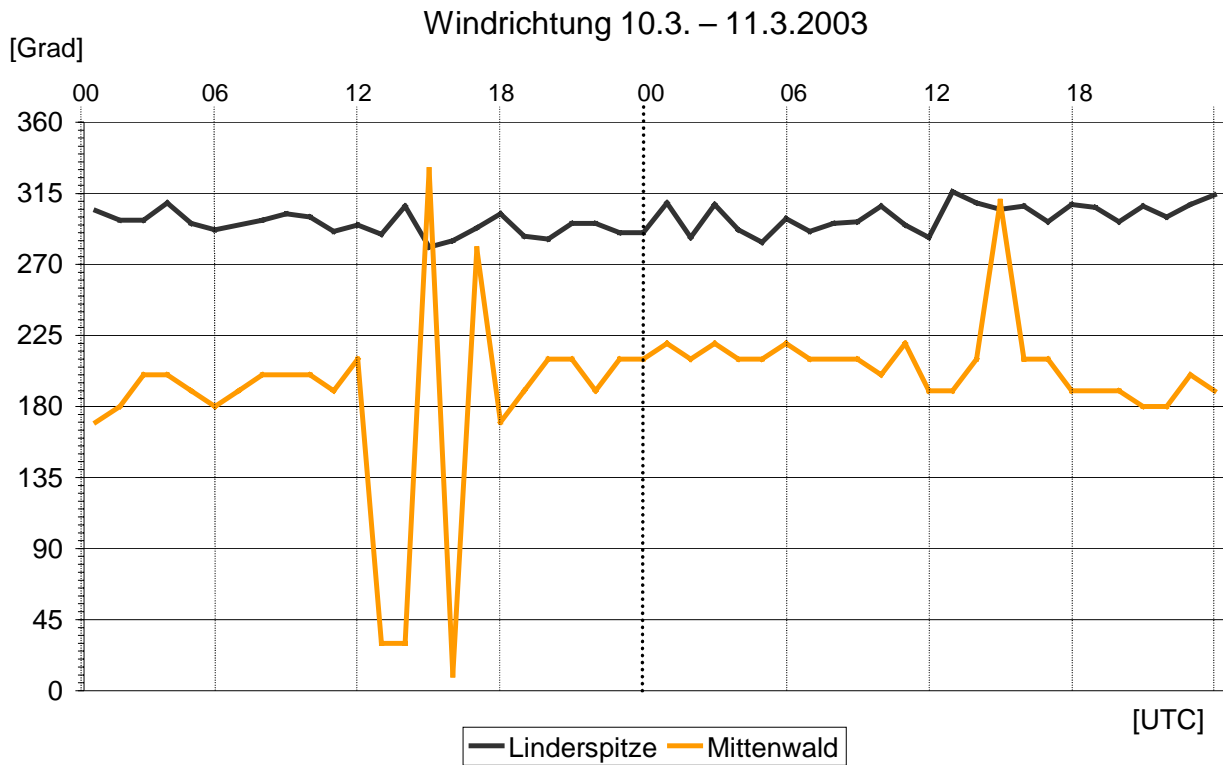


11120 LOWI Innsbruck-Flughafen Observations at 03Z 07 Nov 2003							
PRES	HGHT	TEMP	DWPT	RELH	MIXR	DRCT	SKNT
hPa	M	C	C	%	g/kg	deg	Knot
1000.0	239						
959.0	593	-0.7	-1.7	93	3.54	90	6
950.0	665	1.8	-2.2	75	3.44	89	6
925.0	870	0.4	-3.2	77	3.28	85	8
913.0	974	-0.5	-3.6	80	3.23	90	10
892.0	1160	-2.2	-4.2	86	3.15	105	17
886.0	1214	-2.7	-4.4	88	3.13	100	17
862.0	1431	-3.1	-6.1	80	2.83	80	16
853.0	1514	-3.2	-6.7	77	2.73	95	14
850.0	1542	-3.3	-6.9	76	2.69	100	14
794.0	2075	-5.9	-10.3	71	2.21	120	16
753.0	2490	-8.0	-12.9	68	1.89	160	16
747.0	2553	-8.3	-13.3	67	1.85	157	16
700.0	3053	-12.1	-18.1	61	1.32	130	17
693.0	3130	-12.4	-19.8	54	1.15	120	16
680.0	3275	-13.1	-23.1	43	0.88	124	18
658.0	3523	-15.1	-23.8	47	0.85	130	23
626.0	3899	-18.2	-24.9	56	0.81	140	16

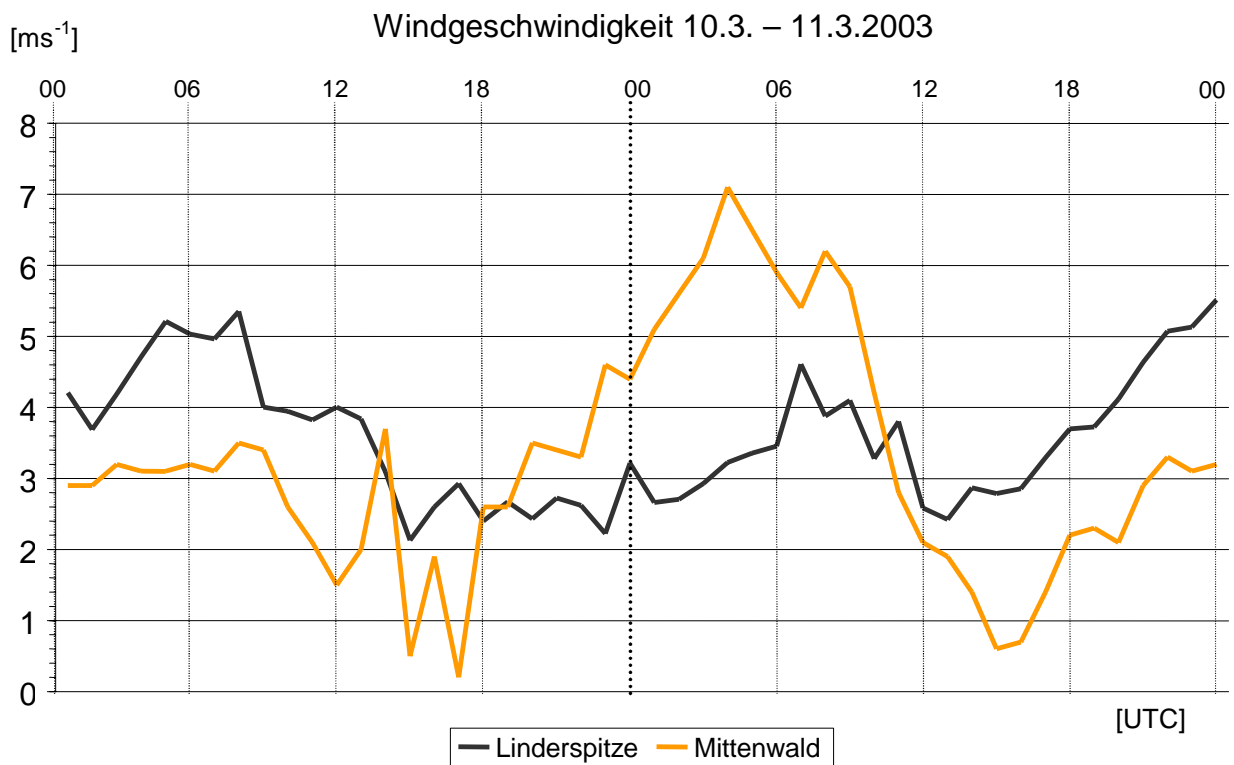
**Tab. 7.2:** Radiosondenaufstieg von Innsbruck vom 7.11.2003 (3 UTC). Unterhalb 2000 m war Nordostwind vorherrschend, darüber drehte der Wind auf Südost.

Das folgende Beispiel vom 10./11.3.2003 veranschaulicht die Entkopplung der Talwindströmung von der großskaligen Strömung. Abb. 7.1 vergleicht die Winddaten der DWD-Windmeßstation Mittenwald (Abb. 3.31) mit den Daten der ebenfalls automatisch arbeitenden Wetterstation, die auf dem Kamm des benachbarten Karwendelgebirges in 2370 m Höhe von der Bayerischen Lawinenwarnzentrale errichtet wurde (Abb. 3.2). Während des gesamten Zeitraums außer den Nachmittagsstunden wehte im Tal Südwind, im Kammniveau des Karwendels herrschte dagegen eine ziemlich konstante Windrichtung von 300° vor (Abb. 7.1). Interessanterweise waren die Windgeschwindigkeiten im Tal merklich höher als auf den umliegenden Bergen. In der Nacht zum 11.3. überschritt das Stundenmittel  $7 \text{ ms}^{-1}$ , wohingegen die Bergstation nur Stundenmittel um  $3 \text{ ms}^{-1}$  registrierte (Abb. 7.2). Auch wenn aus den Daten beider Stationen kein Vertikalprofil von Windrichtung und Windgeschwindigkeit im Isartal abgeleitet werden kann, so erinnern die hohen bodennahen Windgeschwindigkeiten doch an die Ergebnisse der Pilotballonmessungen von Sládkovič und Kanter (1977), die ausgeprägte Geschwindigkeitsmaxima zwischen 200 und 600 m über Grund fanden. Die Autoren betrachteten jedoch nur Fälle mit hochreichendem Föhn.

Dieses Beispiel belegt, daß überwiegend die großräumige Windrichtung unterhalb ungefähr 2000 m die Entwicklung der Miniföhnströmung beeinflusst, wobei Strömungen aus dem Südsektor das Auftreten von Miniföhn begünstigen, nördliche Winde dagegen hinderlich wirken. Die synoptischskalige Windrichtung in größeren Niveaus (z. B. im 700-hPa-Niveau) ist dagegen von vergleichsweise geringer Bedeutung und kann lediglich dann als Indikator für eine bevorstehende Miniföhnaktivität gelten, wenn in den darunterliegenden Niveaus keine nennenswerte Windrichtungsscherung vorhanden ist.



**Abb. 7.1:** Vergleich der Windrichtung in Mittenwald (920 m) und auf der Linderspitze (2370 m), einem Gipfel des angrenzenden Karwendelgebirges. Angegeben sind die Stundenmittel der Windrichtung für den Zeitraum 10.3.03 (0 UTC) – 11.3.03 (24 UTC).



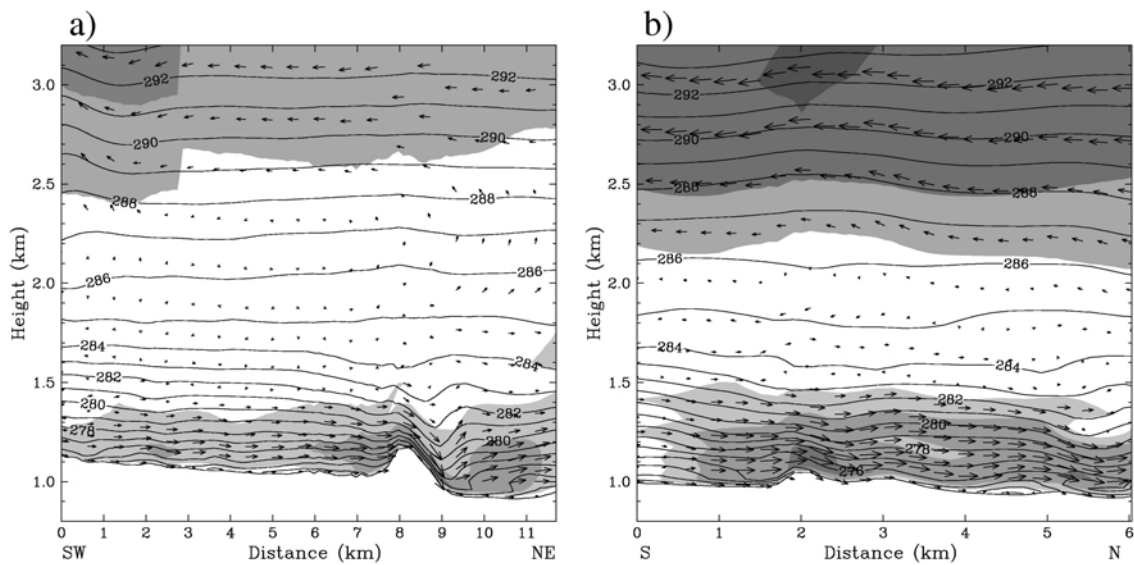
**Abb. 7.2:** Vergleich der Windgeschwindigkeit in Mittenwald und auf der Linderspitze in der Zeit vom 10.3. (0 UTC) bis 11.3.2003 (24 UTC). Angegeben sind die Stundenmittel der Windgeschwindigkeit.

Die Reaktion des Leutascher Talwinds auf den synoptischskaligen Antrieb wurde auch in der Arbeit von Hornsteiner und Zängl (2004b) mit Hilfe numerischer Simulationen näher untersucht. Wie bereits erwähnt wurde, begünstigt eine großräumige Strömung aus dem Südsektor das Auftreten von Miniföhn, daher wurden zwei Serien von Modellexperimenten durchgeführt, nämlich mit Südwest-, Süd- und Südostanströmung mit schwacher und mäßiger Windgeschwindigkeit. In den Fällen mit schwacher Anströmung zeigt sich das Windmaximum im Lee der Talengen, was einem Übergang vom unterkritischen in den überkritischen Zustand entsprechen würde. Ansonsten scheint das Bodenwindfeld nicht sonderlich empfindlich auf die großräumige Windrichtung zu reagieren. Im wesentlichen liegt der Unterschied zwischen den Windrichtungen SW, S und SE darin, daß im letzteren Fall mäßig starke Bodenwinde über eine größere Strecke im Leutaschtal auftreten als in den beiden anderen Fällen. In den Starkwindfällen findet man hingegen im gesamten Leutaschtal mäßige Bodenwinde für alle drei Windrichtungen, wobei sich das Windmaximum ins nördliche Talgebiet verschoben hat, also genau dorthin, wo in den Fällen mit leichter großräumiger Anströmung kaum Wind am Boden auftrat. Die nördliche Talregion ist jedoch durch eine weitere Talenge begrenzt, so daß das Windverhalten (Geschwindigkeitszunahme im Luv des Hindernisses) von dem abweicht, was man nach der Flachwassertheorie erwarten würde. Wie bereits diskutiert, müßte demnach ein hydraulischer Sprung zwischen den beiden Talengen bei Ahrn und am nördlichen Talende auftreten, der mit einer Abnahme der bodennahen Windgeschwindigkeit verbunden wäre. Hierfür gibt es jedoch im Modell keinerlei Anzeichen, was mit den Beobachtungs- und Meßdaten der ersten beiden Feldexperimente übereinstimmt, zumindest bei starker großräumiger Anströmung (dies war während der Meßkampagnen meistens der Fall). Weiter sei erwähnt, daß im Fall mäßiger Anströmung das Windfeld im Bereich des Ederkancel-Bergrückens am Leehang auftritt, während sich in den Starkwindfällen das Maximum zur Kammlinie des Bergrückens verschiebt.

Es bleibt noch die Frage zu klären, weshalb in den Starkwindfällen das Windmaximum im Bereich des Ederkancel-Bergrückens auf der Kammlinie auftritt, während in den Fällen mit geringerer Anströmung das Windmaximum ins Lee des Bergrückens verschoben ist. Der Schlüssel zum Verständnis für dieses Verhalten liegt in der Tatsache, daß der Ederkancel-Bergrücken mit einer Halbwertsbreite  $a$  von nur ca. 300 m sehr schmal ist. Somit liegt die dimensionslose Halbwertsbreite  $Na/u$  im Bereich um 1. Wie in Zängl (2003b) gezeigt wurde, ist dies gerade derjenige Schwellenwert, welcher das Strömungsregime mit einem leeseitigen Windmaximum ( $Na/u > 1$ ) von dem Regime mit einem Windmaximum am Berggipfel ( $Na/u < 1$ , siehe auch Queney, 1948) trennt. Die Brunt-Väisälä-Frequenz für die Talwindströmung der Starkwindfälle liegt im Modell bei  $1,7 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ , somit wird der Wert  $Na/u = 1$  bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von  $5 \text{ ms}^{-1}$  erreicht. Da jedoch in den Starkwindfällen die mittlere Windgeschwindigkeit deutlich diesen Wert übersteigt, ist das Auftreten des Windmaximum auf der Kammlinie zu erwarten. Für die Fälle mit mäßiger großräumiger Anströmung ergibt sich ebenfalls eine dimensionslose Halbwertsbreite größer 1, was die Verschiebung des Windmaximums zum Leehang des Ederkancel-Bergrückens in diesen Fällen erklärt.

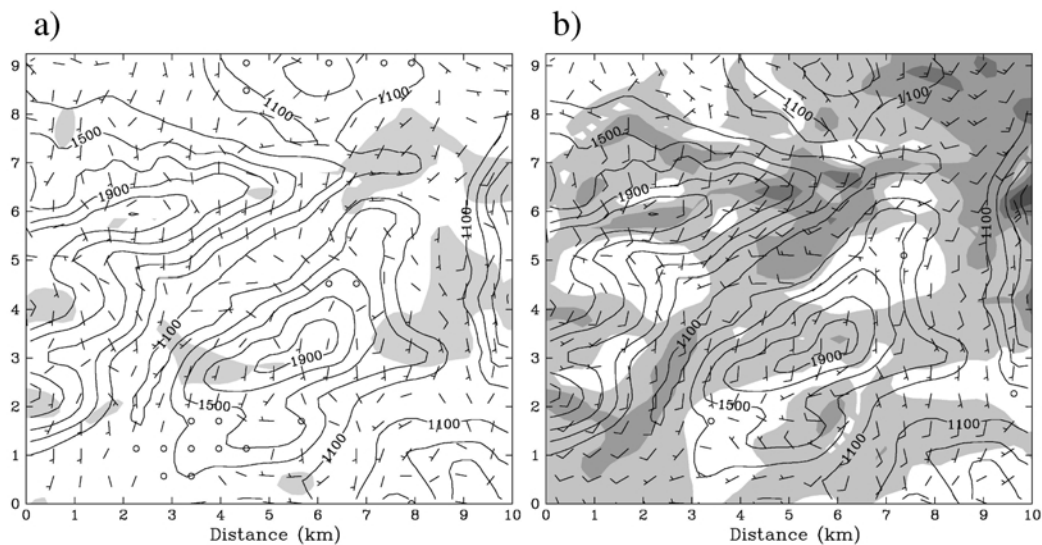
Nachdem Winde aus dem Südsektor die Miniföhnaktivität verstärken, ist es naheliegend anzunehmen, daß Winde aus nördlichen Richtungen die Ausbildung des lokalen Föhns verhindern. Dies wurde in Hornsteiner und Zängl (2004b) mit Hilfe zweier Simulationen getestet. Die Ergebnisse für den Fall mit schwacher nördlicher Anströmung zeigen, daß diese nicht ausreichend für die Unterdrückung der Miniföhnströmung ist. Im Lauf mit starker nördlicher Anströmung blieb die Miniföhnströmung in Mittenwald dagegen aus, allerdings war auch in diesem Fall noch schwacher bodennaher Talauswind im Leutaschtal erkennbar. Der Vergleich mit Beobachtungen läßt indes vermuten, daß das Modell die Auswirkung nördlicher Winde auf die Miniföhnaktivität allgemein etwas unterschätzt, qualitativ wird die Höhenwindabhängigkeit der Miniföhnaktivität aber im Modell richtig wiedergegeben.

Der Vollständigkeit halber sei auch die jahres- und tageszeitliche Variation der Miniföhnintensität diskutiert. Mehrjährige Beobachtungen belegen, daß die Miniföhndauer stark von



**Abb. 7.3:** Vertikale Querschnitte von Wind und potentieller Temperatur für den N-Lauf (6 UTC). (a) Querschnitt entlang des Leutaschtales, (b) Querschnitt entlang des oberen Isartales. Die Schattierung zur Darstellung der Windgeschwindigkeit beginnt bei  $2,5 \text{ ms}^{-1}$  in  $2,5 \text{ ms}^{-1}$ -Abstufungen (Hornsteiner und Zängl, 2004b).

der Jahreszeit abhängt. Im Frühling und vor allem im Sommer beschränken sich die Miniföhnperioden in der Regel auf die zweite Nachthälfte oder auf den frühen Morgen, wobei die Miniföhnströmung sehr rasch nach Sonnenaufgang aufhört. Im Herbst beginnt der Miniföhn oftmals schon in der ersten Nachthälfte und die Zeitspanne zwischen Sonnenaufgang und Miniföhnende verlängert sich bereits auf 1 bis 2 Stunden. Im Hochwinter kann der Miniföhn den ganzen Tag anhalten, wenn eine mäßige bis großräumige Anströmung aus südlicher Richtung vorhanden ist. Die Resultate der numerischen Simulationen in Hornsteiner und Zängl (2004b) stehen in Einklang mit diesen Beobachtungen. Als Beispiele seien die Bodenwindfelder für 12 UTC dargestellt (Abb. 7.4). Während im Schwachwindfall die Talauswindströmung im Leutaschtal um diese Tageszeit weitgehend verschwunden ist, treten im Starkwindfall vor allem im nördlichen Teil des Tales immer noch hohe Windgeschwindigkeit bis  $8 \text{ ms}^{-1}$  auf. In beiden Fällen wurde eine großräumige südliche Anströmung vorgegeben.



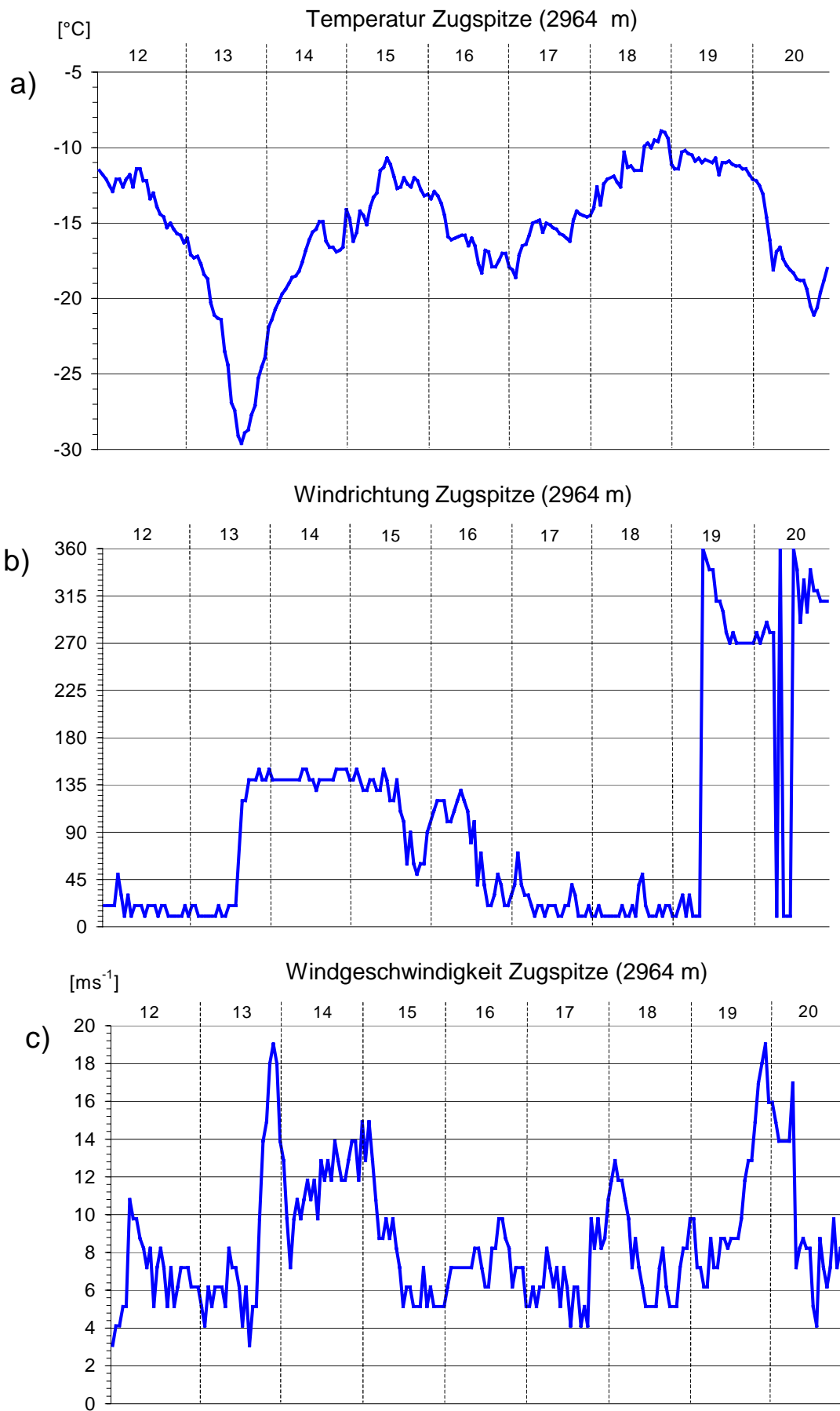
**Abb. 7.4:** Die Bodenwindfelder um 12 UTC für (a) schwachen und (b) starken großräumigen Südwind (Hornsteiner und Zängl, 2004b).

## 7.2 Der Einfluß der Talatmosphärentemperatur auf die Miniföhnaktivität

In diesem Unterkapitel wird der Frage nachgegangen, ob das Vorhandensein von sehr kalten Luftmassen in der Talatmosphäre das Auftreten von Miniföhn verzögern oder gar verhindern kann. Betrachten wir zwei hypothetische Situationen, nämlich klaren Himmel und Warmluft im Höhenintervall zwischen ungefähr 1000 und 3000 m, und zum anderen klaren Himmel, aber kalte Luftmassen zwischen diesen Niveaus. Im ersten Fall wird sich trotz der Warmluft in der Höhe ein bodennaher nächtlicher Kaltluftsee auf dem Seefelder Plateau bilden, so daß sich eine deutliche Temperaturdifferenz zwischen Seefeld und der Mittenwalder Talatmosphäre einstellt. Im zweiten Fall werden die Temperaturen auf dem Plateau aufgrund der geringeren atmosphärischen Gegenstrahlung zwar geringer sein, jedoch sollte auch der Temperaturunterschied zur Talatmosphäre über Mittenwald kleiner sein, da die Atmosphäre nun ebenfalls kalt ist. Bei sehr niedrigen Temperaturen macht sich der Bodenwärmestrom in zunehmendem Maße bemerkbar, der einer weiteren Abkühlung in Bodennähe entgegenwirkt.

Zur Klärung der eingangs gestellten Frage soll nun die Reaktion des Bodenwindfeldes auf zwei unterschiedliche Wetterlagen untersucht werden. Im ersten Fall (13.12.2001) war die synoptische Lage durch einen Kaltlufttropfen gekennzeichnet, der aus nordöstlicher Richtung in Richtung Alpen zog. Im Zentrum des Höhentiefs sanken die Temperaturen im 850-hPa-Niveau auf  $-22^{\circ}\text{C}$  und auf der Zugspitze (2964 m) auf  $-30^{\circ}\text{C}$  (Abb. 7.5a). Nachdem der schnell ziehende Kaltlufttropfen die Alpenregion überquert hatte, drehte am späten Abend der Höhenwind von Nord auf Südost (Abb. 7.5b), gleichzeitig setzte ein Temperaturanstieg ein (Abb. 7.5a), doch blieben die Werte auf der Zugspitze zumindest in der ersten Nachthälfte noch unter  $-20^{\circ}\text{C}$ . Trotz der sehr niedrigen Temperaturen in der Talatmosphäre setzte am späten Abend des 13.12. Miniföhn in Mittenwald ein. Der dynamische Antrieb des starken Südostwinds (Abb. 7.5c) schien für die Miniföhnaktivität eine größere Rolle gespielt zu haben als das Vorhandensein der kalten Luft in der freien Atmosphäre. Während dieser Wetterlage waren die Windrichtungen auf der Zugspitze offensichtlich auch repräsentativ für die Windrichtungen in tieferen Niveaus, denn die umliegenden tiefer gelegenen Bergstationen Hohenpeißenberg (977 m) und Wendelstein (1840 m) meldeten nahezu die gleichen Windrichtungswerte. Einige Tage später stellte sich die Großwetterlage auf eine Nordströmung um, allerdings ohne nennenswerte Kaltluftadvektion (Abb. 7.5a). Trotz der nun im Vergleich zum 13.12. deutlich höheren Temperaturen auf der Zugspitze gab es in der Witterungsperiode vom 16. bis 20.12. keinerlei Miniföhnaktivität.

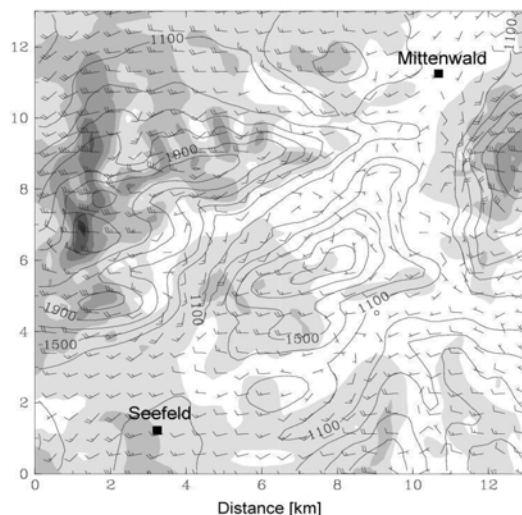
Das zweite Beispiel dokumentiert eine gegensätzliche Situation. Mitte November 2003 war die Wetterlage gekennzeichnet durch ein umfangreiches Hochdruckgebiet mit Zentrum über dem Baltikum. Auch über dem Alpenraum fand großräumiges Absinken statt, so daß die Bergwetterstationen außerordentlich hohe Temperaturen registrierten. Selbst auf der Zugspitze stieg die Temperatur auf knapp über  $0^{\circ}\text{C}$  an. Trotz der hohen Temperaturen in mittleren Höhen blieben die klaren Nächte in Mittenwald windstill. Offensichtlich verhinderten die Nordostwinde die Ausbildung von Miniföhn. Diese Beispiele wie auch weitere Beobachtungen lassen vermuten, daß der Aspekt der Talatmosphärentemperatur im Vergleich zum dynamischen Antrieb der großräumigen Windrichtung eine relativ geringe Rolle spielt. Auch sehr kalte Luft in der Talatmosphäre kann die Entwicklung der Miniföhnströmung offensichtlich nur verzögern, aber nicht verhindern. Eine komplette Unterdrückung der nächtlichen Föhnströmung scheint nur möglich, wenn großräumige Winde aus nördlichen Richtungen auf das lokale Bodenwindfeld einwirken. Leider stellte sich in den letzten Jahren keine einzige Wetterlage ein, die diese Hypothese hätte untermauern können. Wetterlagen mit nennenswerter Höhenkaltluft waren stets mit relativ starken nördlichen Winden verbunden, so daß sich allein schon aufgrund der entgegengerichteten Strömung kein Miniföhn einstellen konnte. Eine Wetterlage mit Höhenkaltluft bei nur schwacher Luftbewegung könnte die Hypothese bestätigen, allerdings sind solche Situationen in Mitteleuropa sehr selten. Trotz der relativ geringen Wichtigkeit der Präsenz von Kaltluft in der freien Atmosphäre darf nicht vergessen werden, daß Miniföhn ein thermisch angetriebenes Windsystem ist, verursacht durch die nächtliche Entwicklung des großen Kaltluftsees auf dem Seefelder Plateau.



**Abb. 7.5:** Wetterdaten der Station Zugspitze (2964 m) im Zeitraum 12.12. – 20.12.2002. (a) Temperatur, (b) Windrichtung, (c) Windgeschwindigkeit.

### 7.3 Die verringerte Miniföhnaktivität während Westwetterlagen

Aus mehrjährige Beobachtungen des Autors ist bekannt, daß Miniföhn relativ selten auftritt, wenn das Wettergeschehen durch mäßige bis starke Westwinde bestimmt ist. Die Beobachtungen belegen zudem, daß Westwinde ins obere Isartal nur dann durchbrechen, wenn der großräumige Druckgradient und der entsprechende geostrophische Wind sehr stark sind. Westwetterlagen sind oftmals mit außerordentlich starken Temperaturunterschieden (manchmal mehr als 15 Grad) zwischen Mittenwald und dem Voralpenland verbunden, wo die Temperaturen aufgrund der starken vertikalen Durchmischung viel höher liegen. Die Erklärung für das Ausbleiben des Föhns dürfte das Vorhandensein von mäßig starken westlichen Bodenwinden auf dem Seefelder Plateau sein. Dieses ist gegen den Durchbruch von Westwinden relativ schlecht geschützt. Als Konsequenz der bodennahen Winde wird die nächtliche Abkühlung auf dem Plateau durch turbulente vertikale Durchmischung unterdrückt. Das Fehlen der bodennahen nächtlichen Kaltluftmassen auf dem Plateau impliziert aber, daß der Antrieb für die starke nächtliche Talwindströmung im Tal zwischen Seefeld und Scharnitz sowie im Leutaschtal nicht mehr gegeben ist. Die numerischen Simulationen für den 12.02.2002 (Hornsteiner und Zängl, 2002c) bestätigen diesen Aspekt. An diesem Tag lag die Frontalzone quer über Mitteleuropa, in Mittenwald trat jedoch trotz der klaren Nacht kein Miniföhn auf, da der starke Westwind auf das Seefelder Plateau übergriff (Abb. 7.6) und dort die Entstehung eines nächtlichen Kaltluftsees verhinderte.



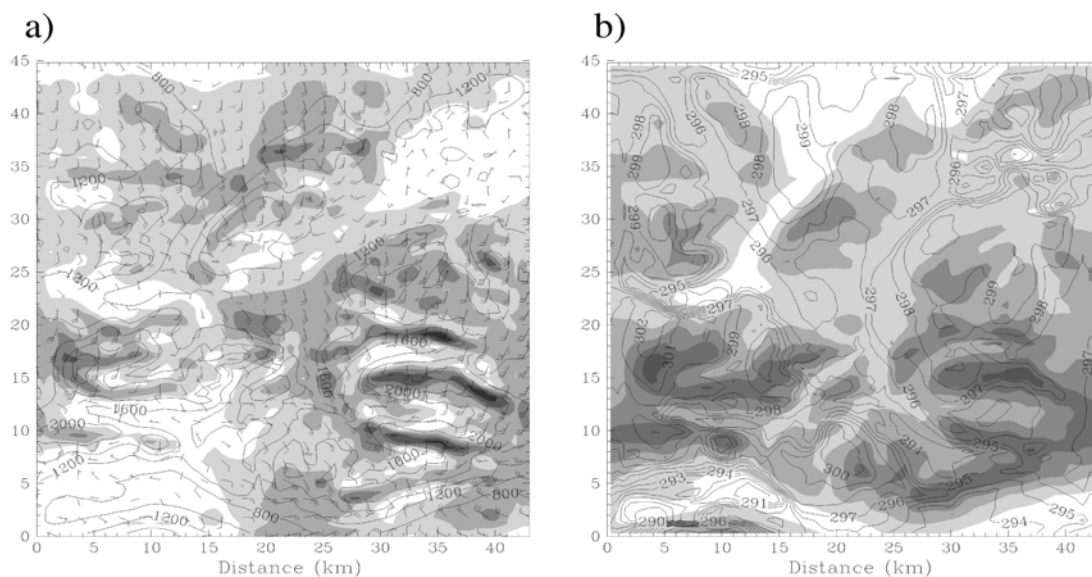
**Abb. 7.6:** Das Bodenwindfeld (8 m über Grund) im Raum Mittenwald/Seefeld am 13.2.2002, 6 UTC. Eine volle Fieder entspricht einer Windgeschwindigkeit von  $5 \text{ ms}^{-1}$ , die Abstufung der Schattierungen beträgt  $2,5 \text{ ms}^{-1}$ .

### 7.4 Hochreichender Föhn im oberen Isartal

Wie bereits erwähnt, kann auch hochreichender Föhn das obere Isartal erreichen, wobei in Extremfällen bodennahe Windgeschwindigkeiten bis  $50 \text{ ms}^{-1}$  auftreten können. Hier stellt sich sofort die Frage nach der Ursache von derart hohen Windgeschwindigkeiten. Um mehr Einsicht in die Dynamik des hochreichenden Föhns in der Umgebung des Karwendelgebirges zu bekommen, wurden die realistischen Simulationen des Föhns vom 24.10.1999 herangezogen (Hornsteiner und Zängl, 2004b). Zwar gibt es zu diesem Föhneignis keine Meßdaten aus dem Raum Mittenwald, doch war dieser Föhn Gegenstand einer intensiven Beobachtungskampagne während des MAP-Experiments, so daß eine große Menge an Daten für das Wipptal und die angrenzenden Gebiete des Inntals zur Verifizierung vorhanden ist. Basierend auf diesen Daten zeigten Zängl et al. (2004), daß das MM5 in der Lage ist, die Strukturen der Windfelder dieses Föhnfalles sehr realitätsnah wiederzugeben. Die bodennahen Felder von Wind und potentieller Temperatur (gültig für 15 UTC) sind in Abb. 7.7 gezeigt, wo ersichtlich wird, daß die Mittenwalder Föhnströmung in Zusammenhang mit der aus dem Wipptal kommenden Föhnströmung steht. Ein Teil der Föhnluft wird ins Inntal abge-

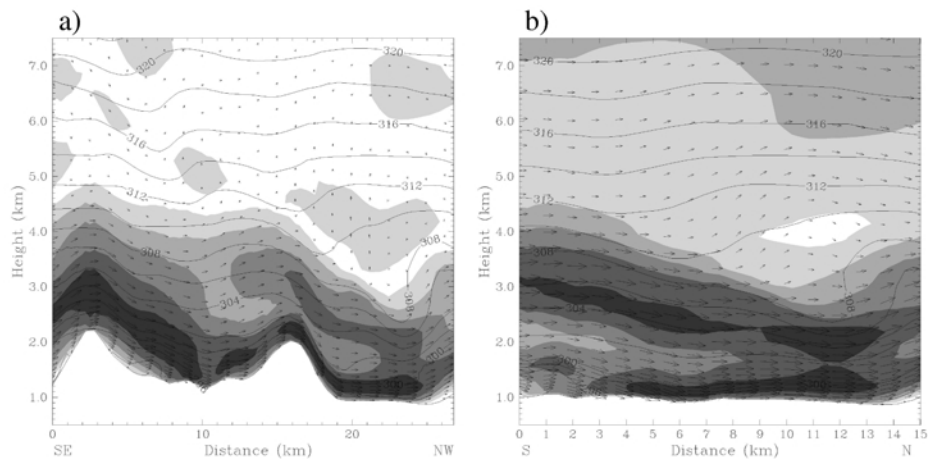


lenkt, ein anderer Teil überquert das Karwendelgebirge und erreicht über das Gleirschtal (Abb. 7.7a, zur Lage des Tales siehe Abb. 3.1) das obere Isartal. Ein interessantes Detail in Abb. 7.7b ist, daß die aus dem Wipptal kommende Föhnströmung relativ niedrige potentielle Temperaturen aufweist, die 5 Grad niedriger sind als die  $\Theta$ -Werte im Bereich von Seefeld. Dies ist auf den Umstand zurückzuführen, daß das Wipptal einen ziemlich tiefen Paß am Alpenhauptkamm (nämlich den Brennerpaß) aufweist. Da die von Süden kommende Luft stabil geschichtet ist, impliziert dies niedrigere  $\Theta$ -Werte im Bereich des Passes und des Wipptals als in anderen Gebieten, wo die Luft aus größeren Höhen herabsteigt (Seibert, 1985; Zängl et al., 2004). Weiteren Einblick in die Dynamik dieser Föhnströmung gewinnt man beim Betrachten der vertikalen Querschnitte von Wind und potentieller Temperatur (Abb. 7.8). Der Querschnitt in Abb. 7.8a folgt dem Gleirschtal im Karwendelgebirge und endet im oberen Isartal. Abb. 7.8b zeigt die Strömung entlang des oberen Isartales.



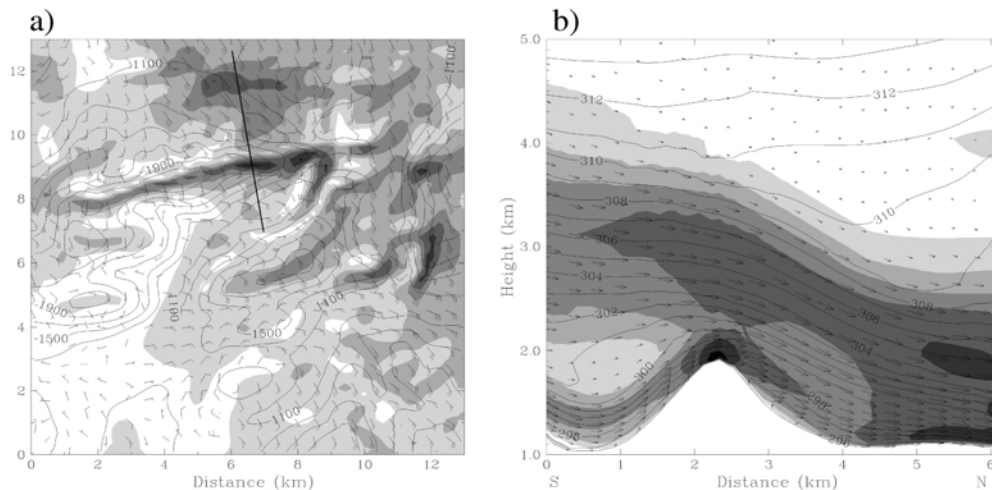
**Abb. 7.7:** Die Bodenfelder der Windgeschwindigkeit und potentiellen Temperatur während des hochreichenden Föhns vom 24.10.1999 (15 UTC). (a) Bodenwindfeld mit Windfiedern (eine volle Fieder entspricht 5 ms<sup>-1</sup>) und Schattierungen (Schattierungsstufen im Abstand 5 ms<sup>-1</sup>). Durchgezogene Linien stellen die Modelltopographie mit einem Konturenintervall von 400 m dar. (b) Bodenfeld der potentiellen Temperatur  $\Theta$  (Konturenintervall 1 K). Die Schattierung bezieht sich auf die Modelltopographie (Starthöhe 800 m, Abstufung 400 m). (Hornsteiner und Zängl, 2004b).

Gemäß Abb. 7.8a birgt die Föhnströmung eine ausgeprägte LLJ-Struktur in sich, die mit einer starken Windrichtungsscherung in der mittleren Troposphäre einhergeht. Die Folge dieser Windscherung ist eine nur mäßige Schwerwellenaktivität in der mittleren Troposphäre und in Höhen darüber. Dennoch gibt es Anzeichen für Wellenbrechen in tieferen Niveaus über dem Isartal (Abb. 7.8a), was die Ursache der außerordentlich hohen Windgeschwindigkeiten sein dürfte. Im Gegensatz zur Gleirschtalströmung weist das Windfeld im oberen Isartal eine doppelte Jet-Struktur auf. Bei näherer Betrachtung fällt auf, daß der untere Low-level-Jet in Zusammenhang mit den aus dem Gleirschtal nach Scharnitz fließenden Luftmassen steht. Diese Strömung wird an der Talenge bei Scharnitz beschleunigt und erreicht eine maximale Geschwindigkeit von 28 ms<sup>-1</sup> in 300 m Höhe über Grund. Ähnlich hohe Windgeschwindigkeiten (bis 30 ms<sup>-1</sup> in Höhen zwischen 200 – 400 m über Grund) fanden bereits Sládkovič und Kanter (1977) während eines Föhnereignisses in den 1970er Jahren. Weitere Details der Föhnströmung werden in Abb. 7.9 sichtbar. Ausgeprägte Windmaxima können insbesondere entlang des Kammes der Arnspitzgruppe und des Wettersteinmassivs gefunden werden (Abb. 7.9a), was darauf hinweist, daß die Föhnströmung über diese Gebirgsrücken noch im nichthydrostatischen Regime ( $Na/u < 1$ ) verbleibt. Nimmt man eine mittlere Windgeschwindigkeit von 15 ms<sup>-1</sup> und eine mittlere Brunt-Väisälä-Frequenz von 10<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> an, so kann ein dominierendes Windmaximum auf der Kammlinie bei einer Halbwertsbreite unter-



**Abb. 7.8:** Vertikalquerschnitte von Wind und  $\theta$  für den 24.10.1999 (15 UTC). Durchgezogene Linien beziehen sich auf  $\theta$  (Intervall 2 K), die Schattierung bezieht sich auf die Windkomponente parallel zum Querschnitt (Schattierungsstufen  $5 \text{ ms}^{-1}$ , darunter keine Schattierung). (a) Querschnitt Gleirschtal – Isartal, (b) Querschnitt entlang des oberen Isartaales (Hornsteiner und Zängl, 2004b).

halb ca. 1,5 km erwartet werden (Zängl, 2003b), was deutlich mehr als die tatsächliche Halbwertsbreite von 600 – 900 m ist. Allerdings zeigt der vertikale Querschnitt in Abb. 7.8b, daß das tatsächliche Strömungsbild weitaus komplexer ist als die idealisierten Strömungen in Zängl (2003b). Das reale Strömungsmuster besteht aus einem stabil geschichteten Low-Level-Jet (mit Ursprung im Gleirschtal) und einem darüberbefindlichen Jet mit weniger stabiler Schichtung, der seinen Ursprung etwas westlich des Gleirschtales hat. Im Lee des Wettersteinmassivs vereinigen sich beide Strömungsäste und es ergibt sich ein bodennahes Windmaximum sowohl entlang des Kammes als auch im Lee desselben.



**Abb. 7.9:** (a) Das Bodenwindfeld am 24.10.1999 um 15 UTC, (b) vertikaler Querschnitt entlang der Linie in (a). Gezeigt sind die Werte für den Wind und die potentielle Temperatur mit einem Konturenintervall von 1 K. (Hornsteiner und Zängl, 2004b).

## 7.5 Vergleich mit der Flachwasserapproximation

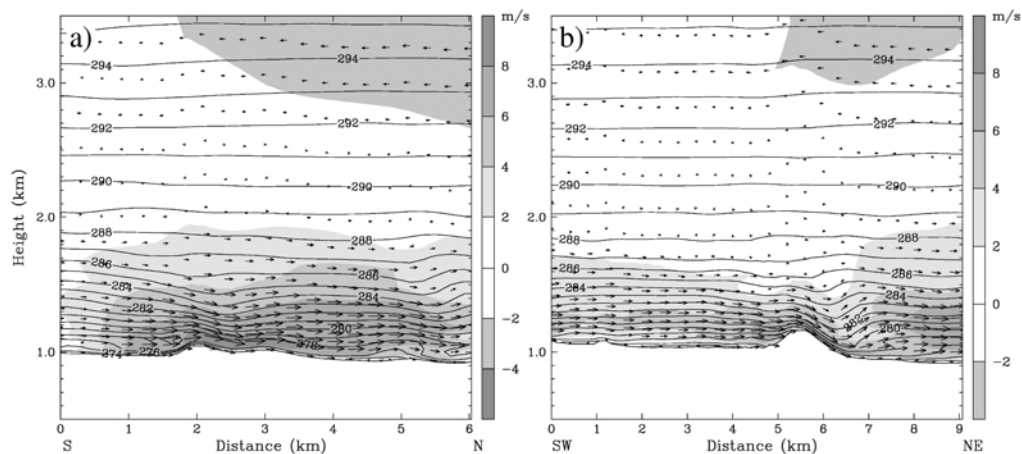
Erfahrungsgemäß sind Flachwassermodelle für die Beschreibung von seichten Strömungen durch Täler gut geeignet (Zängl, 2003d). Da man davon ausgehen kann, daß die Talauswindströmung im Leutaschtal ebenfalls flach ist, soll nun geklärt werden, ob die Talströmung im Leutaschtal mit dem Flachwasserkonzept beschrieben werden kann. Da bislang keine Vertikalsondierungen durchgeführt wurden, kann zwar keine Aussage über die reduzierte

Schwerebeschleunigung  $g' = g \frac{\rho_0 - \rho_1}{\rho_0}$  getroffen werden (der Index „0“ bezieht sich dabei auf

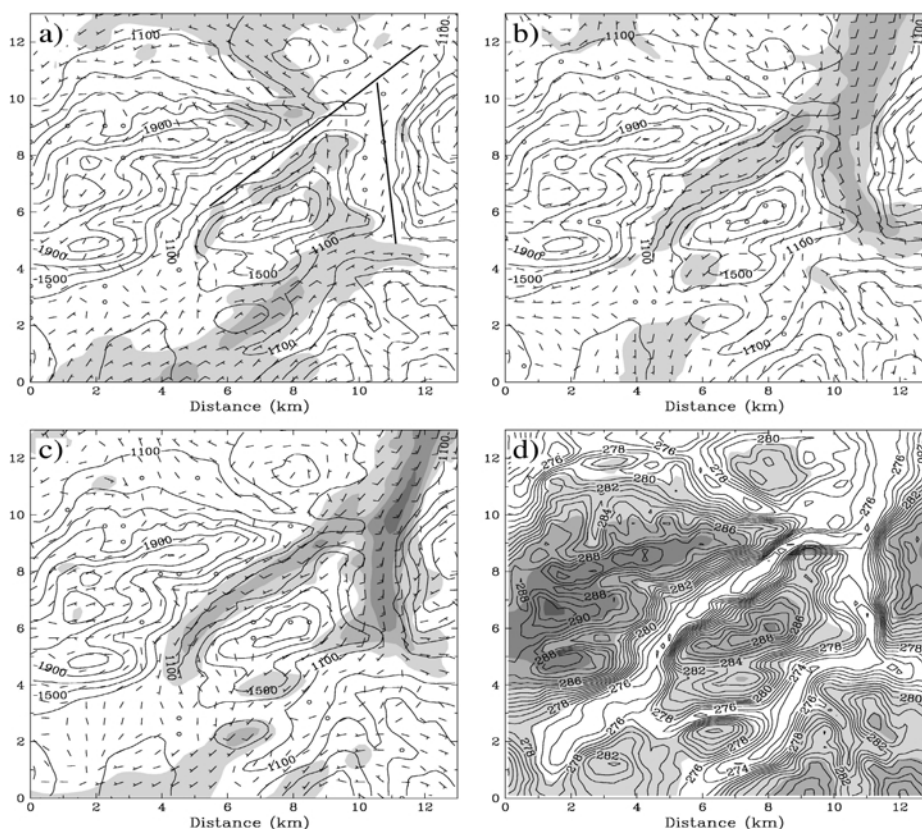
die untere (dichtere) Schicht, deren Dicke als klein gegenüber der oberen Schicht (Index „1“ angenommen wird), anhand der Berechnungen der potentiellen Temperaturen (siehe Abb. 3.25) ist jedoch anzunehmen, daß die vom Seefelder Plateau abfließende Kaltluft stabil geschichtet ist, was mit den idealisierten Simulationen in Hornsteiner und Zängl (2004b) übereinstimmen würde (Abb. 7.10 und 7.11). Die Kenntnis von  $g'$  ist notwendig für die Bestimmung der Froude-Zahl  $Fr$ , die im zweischichtigen Flachwassersystem gegeben ist durch  $Fr^2 = u^2 / g' m$ . Im Flachwassersystem stellt  $Fr$  also das Verhältnis der Strömungsgeschwindigkeit  $u$  zur Phasengeschwindigkeit  $\sqrt{gm}$  der Schwerewellen dar. Für  $Fr > 1$  wird die Strömung überkritisch genannt. In diesem Fall erfolgt im Luv ein Abbremsen der Strömung und eine Umwandlung von kinetischer Energie in potentielle Energie, während im Lee eine Beschleunigung und eine Umwandlung zurück von potentieller in kinetische Energie stattfindet. Im unterkritischen Fall ( $Fr < 1$ ) erfolgt im Luv eine Umwandlung von potentieller in kinetische Energie, was mit einem Absinken der freischwingenden Oberfläche verbunden ist. Im Lee wird kinetische in potentielle Energie zurückgeführt und die Strömungsgeschwindigkeit verringert sich. In beiden Fällen verläuft die Bergüberströmung symmetrisch, was sich jedoch ändert, wenn die lokale Froude-Zahl am Berggipfel den Wert 1 annimmt. Dies ist gleichbedeutend mit einem Übergang vom unterkritischen in den überkritischen Zustand und besagt, daß eine dicke, langsam fließende Strömung in eine dünne und schnell fließende Strömung übergeführt wird. Die so entstandene überkritische Strömung ist dynamisch instabil und geht weiter stromabwärts wieder in den unterkritischen Zustand über, wobei die Strömung stark turbulent wird und die Fluiddicke deutlich zunimmt (sog. hydraulischer Sprung). Während des gesamten Absinkens im Lee wird kinetische Energie auf Kosten der potentiellen Energie generiert. Zudem können sich Schwerewellen in einer unterkritischen Strömung sowohl stromauf- als auch stromabwärts ausbreiten, während in einer überkritischen Strömung nur die Stromabwärtsbewegung möglich ist (Baines, 1995). Hier sei erwähnt, daß nicht nur ein Gebirgshindernis, sondern auch eine Talverengung einen Übergang vom unterkritischen in den überkritischen Zustand bewirken kann (Arakawa, 1969), d. h. dynamisch besteht zwischen einer seitlichen Verengung und einem Berghindernis kein Unterschied. Der Effekt verstärkt sich natürlich, wenn eine seitliche Verengung mit einer Erhebung des Talbodens kombiniert ist, was bei Gebirgspässen häufig der Fall ist.

Mit dem vorhandenen Datenmaterial kann zwar nicht gezeigt werden, ob tatsächlich eine Inversion über dem Leutaschtal vorhanden ist, doch kam Durran (1986) zu dem Ergebnis, daß bereits eine Diskontinuität in der Stabilität genügt (d. h. bereits in  $d\theta/dz$  anstelle von  $\theta$ ), um eine Umwandlung von potentieller Energie in kinetische Energie zu erhalten, was dem Verhalten einer Flachwasserströmung ähnlich ist (der vertikale Gradient  $d\theta/dz$  müßte im vorliegenden Fall aus den Simulationen bestimmt werden). In vielen Fällen zeigte sich indes, daß das Verhalten des Bodenwindfeldes nicht konform mit der hydraulischen Theorie ist. Nimmt man den hypothetischen Fall einer unterkritischen Strömung südlich der Talenge bei Ahrn an, dann geht die Strömung aufgrund der Windzunahme im Lee der Talenge in den überkritischen Zustand über. In vielen Fällen (z.B. am 3.11.01) nimmt der Wind aber stromabwärts sukzessive zu, und zwar auch vor der nördlichen Talenge bei Schanz (entspricht einem unterkritischen Zustand). Ein derartiges Strömungsverhalten verlangt einen hydraulischen Sprung zwischen den beiden Punkten, der mit einer Abnahme der Bodenwindgeschwindigkeit einhergeht. In vielen Fällen konnten jedoch keinerlei Anzeichen für einen hydraulischen Sprung im Leutaschtal gefunden werden. Denkbar ist, daß im Falle von nennenswerten großräumigen Anströmungen das Gebirgsmassiv der Arnspitzgruppe die Ausbildung von Schwerewellen induziert, die mit dem Bodenwindfeld wechselwirken. Wie aus den Simulationen in Hornsteiner und Zängl (2004b) hervorgeht, sind die durch die Schwerewellen ausgelösten Druckstörungen offensichtlich verantwortlich für die Windzunahme im nördlichen Leutaschtal. Dies erklärt, warum die gesamte Bodenwindstruktur nicht konsistent mit der Flachwassertheorie ist. Die Konsistenz ist nur dann gegeben, wenn synoptisch-

skalige Windgeschwindigkeiten so schwach sind, daß keine Schwerwellenanregung stattfindet. Dies war offensichtlich am 4.11.2001 der Fall (siehe Abb. 4.3).



**Abb. 7.10:** Vertikaler Querschnitt (a) entlang des Isartales und (b) entlang des Leutaschtales um 3 UTC (siehe Abb. 7.11a für die Lage der Querschnitte). Durchgezogene Linien beziehen sich auf die potentielle Temperatur (Intervall 1 K), Pfeile und Schattierungen beziehen sich auf die Windkomponente parallel zum Querschnitt (Hornsteiner und Zängl, 2004b).



**Abb. 7.11:** (a) – (c) Simulierte Windgeschwindigkeit um (a) 15 UTC, (b) 18 UTC und (c) 3 UTC in der Modellfläche  $\sigma = 0.974$  (ca. 200 m über Grund). Eine volle Windfieder entspricht  $5 \text{ ms}^{-1}$ ; die Schattierung bezieht sich ebenfalls auf die Windgeschwindigkeit (Startwert  $2 \text{ ms}^{-1}$  bei einer Schrittweite von  $2 \text{ ms}^{-1}$ ). Die Konturenlinien der Orographie sind im Abstand von 200 m gezeichnet. Die beiden geraden Linien in (a) geben die Lage der Querschnitte in Abb. 7.10 an. (d) Die potentielle Temperatur am Boden (8 m über Grund) um 3 UTC im Intervall von jeweils 1 K. Die Topographie ist schattiert (Anfangswert 1200 m, Linienabstand 400 m). (Hornsteiner und Zängl, 2004b).



## 8. Statistische Untersuchungen

### 8. 1 Die Wetterlagenabhängigkeit von Miniföhn und hochreichendem Föhn

#### 8. 1. 1 Allgemeine Bemerkungen zu Wetterlagenklassifikationen

Im folgenden wird die Abhängigkeit des Miniföhns (und auch des hochreichenden Föhns) von der Großwetterlage näher quantifiziert. Als Datenbasis dienen die vom Autor durchgeführten Beobachtungen und Aufzeichnungen im Zeitraum zwischen Ende September 2000 und Ende April 2004. Ein größeres Zeitintervall könnte die Aussagen zwar statistisch besser absichern, doch existieren aus den Jahren davor keine detaillierten Aufzeichnungen. Windregistrierungen in Mittenwald werden lediglich an der seit Juni 2000 bestehenden DWD-Windmeßstation durchgeführt, nicht aber an der Mittenwalder Klimastation des DWD.

Um die Föhnabhängigkeit von der Großwetterlage quantifizieren zu können, muß eine Wetterlagenklassifikation zugrundegelegt werden. Wenngleich eine exakte Wiederholung einer bestimmten Massen- und Windfeldkonfiguration in der Atmosphäre nicht auftritt, kommen ähnliche Strukturen immer wieder vor. Daher wurde versucht, Klassifikationen von Zirkulationsmustern in der Atmosphäre durchzuführen. Der Anwendung von Wetterlagenklassifikationen liegt die Idee zugrunde, daß ähnliche Strömungskonfigurationen auch ähnliche Advektionsverhältnisse und ähnliche Vertikalbewegungen bewirken und somit auch ähnliche Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse. Dieser Zusammenhang ist in witterungsklimatologischen Betrachtungen zwar so gut ausgeprägt, daß signifikante Unterschiede (z.B. bzgl. der Niederschlagsmuster und -mengen oder der Bewölkung) sichtbar werden; für Einzelfälle müssen diese Zusammenhänge aber keinesfalls immer gegeben sein, denn Bewölkung und Niederschlag sind in unseren Breiten oftmals an Fronten gekoppelt, deren raumzeitliche Erstreckung üblicherweise erheblich unter dem raumzeitlichen Gültigkeitsbereich der Wetterlagenklassifikationen liegt. Die Korrelation zwischen zyklonalen bzw. antizyklonalen Lagen und der Vertikalbewegung ist ebenfalls nicht unproblematisch, da ein Tiefdruckgebiet in der Regel aus einem Hebungs- und Absinkgebiet besteht, außerdem ist für die Vertikalbewegung die Temperatur- und Vorticityadvektion und weniger die Vorticity selbst relevant. Da bei Wetterlagenklassifikationen die Isohypsenkrümmungen betrachtet werden, wird nur der Krümmungsanteil und nicht der Scherungsanteil der (geostrophischen) Vorticity miteinbezogen.

Aufgrund der riesigen Anzahl an Freiheitsgraden dreidimensionaler Felder hat es sich als notwendig erwiesen, die Klassifizierung auf ein (im Verhältnis zu globalen Dimensionen) kleines Gebiet zu beschränken. Beispielsweise konzentriert sich die populärste europäische Wetterlagenklassifikation von Hess und Brezowsky (1969) auf Mitteleuropa mit Schwerpunkt Deutschland, welche auch als Ausgangsbasis für neue Klassifikationen verwendet wird und derzeit für den Zeitraum 1881 – 1998 erhältlich ist. Da eine derartige Klassifikation für den Alpenraum nur bedingt anwendbar ist, wurden für diesen mehrere spezielle Klassifikationen entwickelt. Zu nennen wären hier die ostalpine Wetterlagenklassifikation nach Lauscher (1972), die Witterungslagenklassifikation nach Schüepp (1968) und die ostalpine Strömungslagenklassifikation nach Steinacker (1990). Eine spezielle Wetterlagenklassifikation wurde von Bertram (2001) entwickelt, die als Ziel die Bestimmung der Gewitterhäufigkeit in Abhängigkeit von Strömungslagen in Österreich hatte.

Da das Auftreten lokaler und regionaler Windsysteme in den Alpen nur recht vage an die Lage von Hoch- und Tiefdruckgebieten gekoppelt ist, wäre eine Strömungslagenklassifikation der unteren Troposphäre wünschenswert, denn die Windrichtung im 850-hPa-Niveau unterscheidet sich oft beträchtlich von der Richtung im 500-hPa-Niveau. Ein weiterer Vorteil der reinen Strömungslagenklassifikation liegt in der geringen Anzahl von Lagen, die sich aus 8 Haupt- und Nebenwindrichtungen, einer gradientschwachen Lage (z.B. Hoch über Mitteleuropa) und einer als „variabel“ gekennzeichneten Lage zusammensetzen. Letztere ist dann

gegeben, wenn sich aufgrund eines Frontdurchganges die Strömungsrichtung im Tagesverlauf deutlich ändert. Eine solche Strömungslagenklassifikation wurde von Steinacker (1990) entwickelt, welche sich auf den ostalpinen Raum bezieht und die Windrichtung im 850-hPa-Niveau als Kriterium verwendet. Derzeit liegt die Strömungslagenklassifikation von Steinacker aber nur bis zum Jahr 2000 vor, während die Miniföhnbeobachtungen erst Ende September 2000 begannen und somit nur 3 Monate der Klassifikation abdecken.

### 8. 1. 2 Die „objektive Wetterlagenklassifikation“ des DWD

Für die Untersuchung der Miniföhnabhängigkeit von der Großwetterlage wurde die sog. „objektive Wetterlagenklassifikation“ des Deutschen Wetterdienstes herangezogen, die im folgenden kurz beschrieben wird (Dittmann et al., 1995). Als Datenbasis zur Erarbeitung der Methode wurden Gitterpunktwerte des früheren operationellen numerischen Analyse- und Prognosesystems des DWD aus dem Zeitraum 1979 – 1990 herangezogen. Dabei wurden die Initialisierungsdaten der 0-UTC- und 12-UTC-Vorhersagen des BKF-Modells („baroklines feuchtes Modell“) verwendet, das als Rechenfläche nicht das 500-hPa-Niveau, sondern die 550-hPa-Fläche besitzt, also in etwa das Niveau des Divergenzminimums. Aus dem (fast)-hemisphärischen Modellgebiet wurden für einen große Teile Europas abdeckenden Ausschnitt die Daten zweier ineinander geschachtelter kartesischer Gitternetze mit jeweils 254 km Maschenweite entnommen, und zwar auf der stereographischen Projektionsebene durch den 60. Breitengrad. Durch die Kombination der beiden Gitternetze erhält man eine effektive Gitterweite von etwa 180 km. Die zur Verfügung stehenden Modelldaten beinhalten das Geopotential in 1000 hPa und in den 9 Modellflächen von 950 hPa bis 50 hPa die Felder von Temperatur, Horizontalwind und spezifischer Feuchte. Aus diesen Größen können die Geopotentialwerte der Modellflächen oberhalb 950 hPa berechnet werden. Um zu verifizieren, daß diese Art der Klassifikation praktisch sinnvoll ist (d. h. daß sie mit deutlich unterscheidbaren Wetterabläufen verbunden ist), wurden die Zusammenhänge der einzelnen Klassen mit den bodennahen Wettererscheinungen betrachtet. Dazu wurden Beobachtungen und Messungen an ausgewählten Klimastationen herangezogen, für die gelten soll, daß sie das Modellgebiet möglichst gleichmäßig abdecken und eine Sonnenscheinregistrierung vorhanden ist. Außerdem sollten die Meßdaten für Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer fehlergeprüft und homogen sein. Damit eventuelle klimatische Besonderheiten an einer einzelnen Station nicht zu Verfälschungen der Untersuchungsergebnisse führen können, wurden tägliche Gebietsmittelwerte mehrerer meteorologischer Größen für drei Landschaftsregionen in Deutschland bestimmt. Die Einteilung gliedert sich in das Gebiet Nord (norddeutsche Tiefebene), das Gebiet Mitte (Mittelgebirgsraum) und das Gebiet Süd (Voralpenland). Zudem wurden folgende Kriterien für die Auswahl der Stationsstandorte herangezogen:

- Gebiet Nord: geographische Breite nördlicher als 52,2°, Stationshöhe unter 100 m.
- Gebiet Mitte: geographische Breite zwischen 49,0° und 52,2°, Stationshöhe unter 400 m.
- Gebiet Süd: geographische Breite südlicher als 49,0°, Stationshöhe unter 700 m.

Berechnet wurden die täglichen Gebietsmittel der folgenden 9 Größen:

- |  |                                       |
|--|---------------------------------------|
| - Temperatur zu den drei Klimaterminen       | - Bedeckung zu den drei Klimaterminen |
| - Temperaturtagesmittel                      | - Tagesmittel der Bedeckung           |
| - Höchst- und Tiefsttemperatur               | - Sonnenscheindauer                   |
| - Relative Feuchte zu den drei Klimaterminen | - 24stündige Niederschlagsmenge       |
| - Tagesmittel der relativen Feuchte          |                                       |

Die Einteilung der Wetterlagen beruht auf den folgenden 3 Kriterien:

- Großräumige Anströmrichtung im 700-hPa-Niveau
- Zyklonalität/Antizyklonalität der Strömung auf den Druckflächen 1000 und 550 hPa
- Feuchtegehalt der Troposphäre

Sofern quasi-geostrophische Verhältnisse angenommen werden, stellen Vorzeichen und Betrag der Krümmung der Geopotentialfläche ein Maß für die Zyklonalität bzw. Antizyklonalität in einem bestimmten Druckniveau dar. Die Krümmung der Geopotentialfläche  $\Phi$  ist durch den Ausdruck  $\nabla^2\Phi$  gegeben, wobei  $\nabla^2$  den Laplace-Operator bezeichnet, und kann mittels der Werte an den Modellgitterpunkten numerisch berechnet werden. Gitterpunkte im Inneren des Modellgebietes werden dabei höher gewichtet als jene in der Nähe des Randes.

Die Anströmrichtungen werden in die vier 90°-Sektoren Nordost, Nordwest, Südwest und Südost eingeteilt; zusätzlich gibt es noch die fünfte Möglichkeit „Anströmrichtung nicht definiert“, die dann vorliegt, wenn weniger als 2/3 aller an den Gitterpunkten des Modellgebietes auftretenden Windrichtungen im 700-hPa-Niveau in einen 90°-Sektor fallen. Die Einteilung der Troposphäre in „feucht“ und „trocken“ orientiert sich am monatlichen Median des niederschlagbaren Wassers, der aus dem oben genannten 12jährigen Zeitraum abgeleitet wurde. Die Berechnung des niederschlagbaren Wassergehaltes einer Luftsäule in Liter pro Quadratmeter erfolgt mit Hilfe der Vertikalprofile von Temperatur und spezifischer Feuchte in den Druckniveaus der Rechenflächen des BKF-Modells. Zur Berücksichtigung des Jahresgangs der Feuchte wurde für jeden Monat die Verteilung des niederschlagbaren Wassers berücksichtigt und sodann der Median bestimmt (Dittmann et al., 1995). Somit ergab sich für jeden Monat ein Schwellenwert zur Unterscheidung „feucht“ und „trocken“ (im Sinne von feuchter oder trockener als der Median aus der 12jährigen Reihe). Als Ergebnis kann festgehalten werden, daß diese Werte im Frühling und Sommer deutlich über den Werten von Herbst und Winter liegen.

Ein Beispiel für die Klassifizierung: die Kennung NOZAF besagt, daß die Anströmrichtung im Nordostsektor liegt, die Strömung ist im 1000-hPa-Niveau zyklonal und im 550-hPa-Niveau antizyklonal, und die Troposphäre wird als „feucht“ eingestuft.

### **8. 1. 3 Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation auf Miniföhndaten**

Für die Untersuchung der Miniföhnabhängigkeit von der Wetterlage hat die „objektive Wetterlagenklassifikation“ den Nachteil, daß die Gebietssektoren der Anströmrichtung zu grob gewählt sind. Beispielsweise fallen die Anströmrichtungen 265° und 185° in den Sektor Südwest, doch weicht die Miniföhnhäufigkeit bei beiden Richtungen stark voneinander ab. Hinzu kommt, daß die Anströmung im 700-hPa-Niveau betrachtet wird, die nur bedingt relevant für Miniföhn ist. Als eine gewisse Unsicherheit kann auch angesehen werden, daß die Wetterlagenklasse anhand der 12-UTC-Wetterdaten festgestellt wird, während Miniföhn vorwiegend nachts auftritt. Aufgrund dieser Unsicherheiten muß damit gerechnet werden, daß Miniföhn auch dann vorkommt, wenn die für diesen Tag klassifizierte Wetterlage dies nicht erwarten läßt. Andererseits ist anzunehmen, daß Phänomene auf der Meso- $\gamma$ -Skala weniger streng an die Großwetterlage gekoppelt sind als der hochreichende Föhn. Freilich begegnet man auch hier einigen Problemen bei der statistischen Auswertung. So kamen Obenland (1956) und Fliri (1975) zu dem überraschenden Ergebnis, daß keine Wetterlage völlig frei von hochreichendem Föhn ist. Um diesen Unsicherheiten wenigstens etwas zu begegnen, wurden zusätzlich die Winddaten der Münchner Radiosonde betrachtet (0 UTC und 12 UTC). Die Radiosonde München wurde gewählt, weil deren Standort einerseits noch halbwegs nah genug ist, um als repräsentativ für die Nordalpenregion zu gelten, andererseits aber weit genug entfernt ist, daß die Strömung in der freien Atmosphäre nicht zu stark durch die Alpen beeinflusst wird. Es zeigte sich jedoch, daß die Berücksichtigung der Münchner Radiosondendaten keine wesentliche Resultatsverbesserung brachte. Bis auf wenige Einzelfälle lagen die 850- und 700-hPa-Windrichtungen der Münchner Radiosondendaten stets im 90°-Sektor der für diesen Tag festgelegten Windrichtungsklasse nach der objektiven Wetterlagenklassifikation. Es sei noch erwähnt, daß für den September 2002 keine Wetterlagenklassifikation vorliegt. Von dieser Datenlücke sind aber nur 4 Miniföhntage betroffen. Hochreichender Föhn trat im September 2002 nicht auf.



Der absoluten Häufigkeit der Wetterlagen wurde die Anzahl der Föhntage gegenübergestellt, die während der entsprechenden Wetterlagen auftraten. Der Quotient „Anzahl der Föhntage bei einer bestimmten Wetterlage dividiert durch die Anzahl der Tage mit dieser Wetterlage“ wird als „Föhnwirksamkeit“ dieser Wetterlage bezeichnet. Die Auswertung ergab, daß zwischen Ende September 2000 und Ende April 2004 immerhin 39% aller Wetterlagen dem SW-Sektor zuzuordnen waren, 27% fielen in den NW-Sektor, 9% in den NO-Sektor, 6% in den SO-Sektor und 19% in die Klasse ohne eindeutig definierte Anströmrichtung (XX-Klasse). Im Zeitraum 1979 – 1990 fielen dagegen jeweils ca. 30% auf die Klassen SW, NW und XX, die restlichen 10% verteilten sich auf die NO- und SO-Klasse. Die Klasse der SW-Lagen war also zwischen September 2000 und April 2004 weit überdurchschnittlich häufig vertreten, während die Lagen ohne definierte Anströmrichtung merklich zurückgingen.

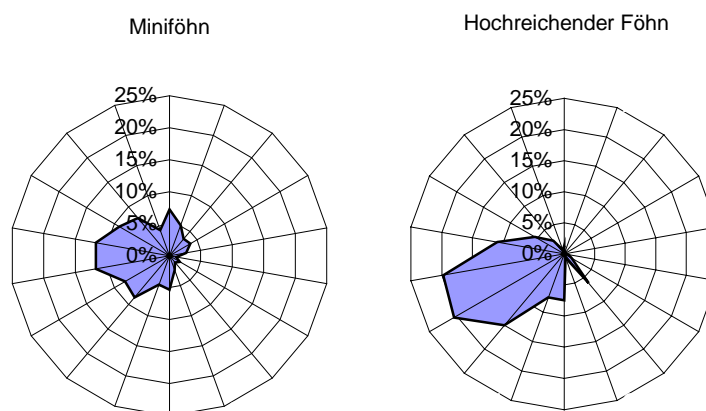
Die Föhnwirksamkeit der Wetterlagen wurde getrennt nach den beiden Föhnarten „Miniföhn“ und „hochreichender Föhn“ untersucht (Tab. 8.1), wobei beide Zahlenwerte später zu einer gesamten Föhnwirksamkeit addiert werden (Tab. 8.3). Ferner wurde die Föhnwirksamkeit getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr errechnet, wobei der Zeitraum 15. Oktober bis 14. April als Winterhalbjahr und der Zeitraum 15. April bis 14. Oktober als Sommerhalbjahr festgelegt wurde (Tab. 8.2). Eine noch feinere Einteilung in einzelne Monate erschien aufgrund des geringen Datenmaterials als statistisch zu unsicher. Es zeigt sich, daß die SW-Lagen mit 38% die größte Miniföhnwirksamkeit aufweisen (Tab. 8.1). Feuchte und trockene SW-Lagen kommen dabei auf eine fast gleich hohe Wirksamkeit von 39% bzw. 38%. An zweiter und dritter Stelle sind die SO-Lagen sowie die Lagen ohne eindeutig definierte Anströmrichtung mit einer Wirksamkeit von jeweils 35% zu nennen, wobei bei letzterer Klasse die Wirksamkeit der trockenen Lagen (37%) diejenige der feuchten Lagen (34%) etwas überwiegt (bei den SO- und NO-Lagen wird aufgrund des geringen Datenumfanges auf eine Unterscheidung zwischen trockenen und feuchten Lagen verzichtet). Dieses Ergebnis bestätigt die Beobachtungen, wonach Miniföhn auch ohne nennenswerte großräumige Anströmung häufig auftritt. Weniger föhnwirksam sind natürlich die NO- und NW-Lagen, die auf 22% bzw. 21% kommen. Überraschenderweise sind die trockenen NW-Lagen mit 19% sogar weniger wirksam als die feuchten Lagen mit 26%. Ein Grund hierfür könnte sein, daß die als „feucht“ eingestufteten NW-Lagen relativ häufig mit Frontdurchgängen verbunden sind, denen erfahrungsgemäß oft Miniföhn (oder sogar hochreichender Föhn) vorausgeht.

Betrachtet man die Miniföhnwirksamkeit nach der Zyklonalität bzw. Antizyklonalität im 1000-hPa-Niveau, kommt man zu folgenden Ergebnissen: 40% der antizyklonalen und 32% der zyklonalen SW-Lagen waren mit Miniföhnereignissen verbunden. Für die XX-Lagen ergaben sich 34% (antizyklonal) und 36% (zyklonal) Wirksamkeit. Die NW-Lagen sind mit einer Föhnwirksamkeit von 22% (antizyklonal) bzw. 23% (zyklonal) vertreten. Bezogen auf die Krümmung der Isohypsen im 550-hPa-Niveau, waren 48% der antizyklonalen und nur 26% der zyklonalen SW-Lagen mit Miniföhn verbunden. Ferner wiesen 43% der antizyklonalen und 23% der zyklonalen XX-Lagen eine Miniföhnaktivität auf, während es bei den NW-Lagen 34% bzw. 9% waren. In allen Fällen offenbaren die im 550-hPa-Niveau antizyklonalen Lagen eine erheblich größere Miniföhnwirksamkeit als die zyklonalen Lagen, während das 1000-hPa-Niveau diesbezüglich nur geringe Unterschiede aufweist. Betrachtet man nun jene Lagen, die in beiden Niveaus als antizyklonal (zyklonal) eingestuft wurden, dann ergibt sich für die SW-Lagen eine Miniföhnwirksamkeit von 50% (26%), für die XX-Lagen 38% (23%) und für die NW-Lagen 32% (12%). Auf eine entsprechende Analyse wird bei den SO- und NO-Lagen aufgrund des zu geringen Datenumfanges wiederum verzichtet.

Wie bereits erwähnt, wurde die Föhnwirksamkeit auch für das Sommer- und Winterhalbjahr getrennt bestimmt. Interessanterweise ergab sich eine deutlich höhere Föhnwirksamkeit im Winterhalbjahr, was im Widerspruch zu den Erfahrungen über hochreichenden Föhn in anderen Alpenregionen (z. B. Innsbruck) steht. Dort ist im Winter die Föhnwirksamkeit herabgesetzt, da die stabile Schichtung der Talatmosphäre oftmals einen Föhndurchbruch ins Tal verhindert (Seibert, 1985). Dies dürfte prinzipiell zwar auch für den Miniföhn im Isartal gelten, doch wird dieser Effekt durch den stärkeren thermischen Antrieb im Winter (die Ausbildung

des nächtlichen Kaltluftsees auf dem Seefelder Plateau) nicht nur ausgeglichen, sondern offensichtlich sogar überkompensiert. So beträgt die Wirksamkeit der NO-Lagen im Sommerhalbjahr 11%, im Winterhalbjahr dagegen 25% (Tab. 8.2). Ähnliches gilt für die NW-Lagen mit 16% bzw. 27% und für die SW-Lagen (30% bzw. 45%). Besonders groß fällt der Unterschied bei den SO-Lagen aus, nämlich 50% Föhnwirksamkeit im Winterhalbjahr, aber nur 18% im Sommerhalbjahr (Tab. 8.2). Auch die XX-Lagen sind im Winterhalbjahr mit 42% weitaus föhnanfälliger als im Sommerhalbjahr (28%).

Im folgenden wird noch die Föhnwirksamkeit bzgl. des hochreichenden Föhns betrachtet. Erwartungsgemäß trat bei NO-Wetterlagen hochreichender Föhn überhaupt nicht auf, während die NW-Lagen auf eine (wenngleich sehr geringe) Föhnwirksamkeit von 2% kommen (Tab. 8.1). Eine Analyse von Radiosondendaten ergab, daß an diesen Tagen im 700-hPa-Niveau über weiten Teilen Mittel- und Norddeutschlands Nordwestwind wehte, allerdings existierte eine Windrichtungsscherung in 2400 bis 2800 m, so daß Windrichtungen aus SW bis WSW in tieferen Niveaus dominierten. Da Föhn üblicherweise erst dann als „hochreichend“ bezeichnet wird, wenn auch im Kammniveau der Alpen (ca. 3000 – 3500 m) eine nennenswerte südliche Strömung vorhanden ist, müßte in den oben genannten Fällen der Föhn als „seicht“ eingestuft werden. Die Daten der Innsbrucker Radiosonde sowie mehrerer Bergstationen belegen indes, daß im Kammniveau der Alpen noch Winde aus südwestlicher Richtung wehten und die Windscherung erst in größeren Höhen auftrat. Das Höhenniveau der Windscherung zeigte also über Mitteleuropa eine Art Nord-Süd-Gefälle, so daß die Klassifizierung „hochreichender Föhn“ auch in diesen Fällen gerechtfertigt ist. Mit 25% bzw. 24% besitzen die SO- und SW-Klasse die höchste Föhnwirksamkeit bei hochreichendem Föhn. Nur wenig föhnanfällig sind die Lagen ohne genau definierte Anströmrichtung. Sie kommen auf lediglich 7%, was der Erfahrung entspricht, daß für hochreichenden Föhn eine kräftige Strömung aus südlichen Richtungen (bzw. nördlichen Richtungen bei Nordföhn) notwendig ist. Faßt man schließlich Miniföhn und hochreichenden Föhn zusammen (Tab. 8.3), so besitzen die SW-Lagen die höchste Föhnwirksamkeit (62%), gefolgt von den SO-Lagen mit 60%, wovon jeweils knapp 2/3 aller Föhnfälle auf Miniföhn zurückzuführen sind. Bei den XX-Lagen sind 83% aller Föhnfälle dem Miniföhn zuzuordnen, bei den NW-Lagen sogar 92%, und die NO-Lagen blieben komplett frei von hochreichendem Föhn (Tab. 8.3). Die relativ hohen Föhnwirksamkeiten der NO-Lagen (22%), der NW-Lagen (24%) und der XX-Lagen (42%) sind im wesentlichen auf Miniföhn zurückzuführen, der von der Großwetterlage nicht in dem Maße abhängig ist wie hochreichender Föhn. Dies deuten auch die Windrosendiagramme der 500-hPa-Windrichtung (Radiosonde München) an, die getrennt für Tage mit Miniföhn und hochreichendem Föhn in Mittenwald geplottet wurden. An den Tagen mit hochreichendem Föhn ist die Vorzugswindrichtung Südwest eindeutig erkennbar, während an den Miniföhntagen die relativen Häufigkeiten der Windrichtung relativ gleichmäßig verteilt sind (Abb. 8.1).



**Abb. 8.1:** Die relative Häufigkeitsverteilung der 500-hPa-Windrichtung, abgeleitet aus den Daten der Radiosonde München. Links: Häufigkeitsverteilung an Tagen mit Miniföhn in Mittenwald, rechts: Häufigkeitsverteilung an Tagen mit hochreichendem Föhn in Mittenwald.

Kennung	absolute Häufigkeit	Miniföhnhäufigkeit gesamt	Hochreichender Föhn gesamt
NOAAT	64	18	0
NOAAF	15	3	0
NOAZT	34	3	0
NOAZF	0	0	0
NOZAT	5	2	0
NOZAF	1	0	0
NOZZT	0	0	0
NOZZF	0	0	0
<b>gesamt</b>	<b>119</b>	<b>26 (22%)</b>	<b>0 (0%)</b>
NWAAT	76	23	1
NWAAF	92	25	3
NWAZT	92	7	0
NWAZF	22	2	0
NWZAT	3	2	0
NWZAF	17	8	0
NWZZT	29	5	1
NWZZF	20	1	2
<b>gesamt</b>	<b>351</b>	<b>73 (21%)</b>	<b>7 (2%)</b>
SWAAT	40	21	6
SWAAF	117	58	20
SWAZT	47	9	4
SWAZF	58	17	3
SWZAT	10	7	5
SWZAF	118	50	52
SWZZT	28	10	4
SWZZF	83	19	25
<b>gesamt</b>	<b>501</b>	<b>191 (38%)</b>	<b>119 (24%)</b>
SOAAT	8	6	0
SOAAF	6	2	1
SOAZT	2	1	0
SOAZF	1	0	0
SOZAT	14	9	4
SOZAF	23	2	12
SOZZT	7	1	0
SOZZF	11	4	1
<b>gesamt</b>	<b>72</b>	<b>25 (35%)</b>	<b>18 (25%)</b>
XXAAT	60	27	1
XXAAF	42	12	0
XXAZT	23	6	1
XXAZF	18	4	1
XXZAT	13	6	6
XXZAF	26	16	2
XXZZT	30	7	4
XXZZF	27	6	2
<b>gesamt</b>	<b>239</b>	<b>84 (35%)</b>	<b>17 (7%)</b>

**Tab. 8.1:** Die Abhängigkeit von Miniföhn und hochreichendem Föhn von der Großwetterlage im Zeitraum Ende September 2000 bis Ende April 2004.

Kennung	absolute Häufigkeit Winterhalbjahr	Miniföhnhäufigkeit Winterhalbjahr	absolute Häufigkeit Sommerhalbjahr	Miniföhnhäufigkeit Sommerhalbjahr
NOAAT	51	16	13	2
NOAAF	9	3	6	0
NOAZT	29	3	5	0
NOAZF	0	0	0	0
NOZAT	2	1	3	1
NOZAF	1	0	0	0
NOZZT	0	0	0	0
NOZZF	0	0	0	0
	<b>92</b>	<b>23 (25%)</b>	<b>27</b>	<b>3 (11%)</b>
NWAAT	45	19	31	5
NWAAF	50	20	42	9
NWAZT	56	6	36	1
NWAZF	9	0	13	2
NWZAT	2	2	1	0
NWZAF	11	3	6	5
NWZZT	20	5	9	0
NWZZF	18	1	2	0
	<b>211</b>	<b>56 (27%)</b>	<b>140</b>	<b>22 (16%)</b>
SWAAT	21	14	19	7
SWAAF	51	36	66	22
SWAZT	22	6	25	3
SWAZF	31	9	27	9
SWZAT	6	5	4	2
SWZAF	63	28	55	22
SWZZT	18	8	10	2
SWZZF	52	14	31	5
	<b>264</b>	<b>120 (45%)</b>	<b>237</b>	<b>72 (30%)</b>
SOAAT	8	6	0	0
SOAAF	2	1	4	1
SOAZT	1	1	1	0
SOAZF	1	0	0	0
SOZAT	12	8	2	1
SOZAF	6	0	17	2
SOZZT	6	1	1	0
SOZZF	2	2	9	2
	<b>38</b>	<b>19 (50%)</b>	<b>34</b>	<b>6 (18%)</b>
XXAAT	38	18	22	9
XXAAF	12	5	30	7
XXAZT	16	6	7	0
XXAZF	6	2	12	2
XXZAT	7	4	6	2
XXZAF	12	8	14	8
XXZZT	22	6	8	1
XXZZF	11	3	16	3
	<b>124</b>	<b>52 (42%)</b>	<b>115</b>	<b>32 (28%)</b>

**Tab. 8.2:** Die Abhängigkeit der Miniföhnaktivität von der Großwetterlage im Zeitraum Ende September 2000 bis Ende April 2004, getrennt nach Sommer- und Winterhalbjahr. Die Wetterlagenkennungen sind wie folgt aufgebaut: erste beide Buchstaben: Strömungssektor, dritter Buchstabe: anti-/zyklonale Strömung im 1000-hPa-Niveau, vierter Buchstabe: anti-/zyklonale Strömung im 550-hPa-Niveau, fünfter Buchstabe: Feuchtgehalt der Atmosphäre (Einteilung in trocken/feucht).

Windsektor	Gesamte Föhnhäufigkeit	Miniföhn	hochr. Föhn
NO	26 (22%)	100%	0%
NW	85 (24%)	92%	8%
SW	311 (62%)	62%	38%
SO	43 (60%)	58%	42%
XX	101 (42%)	83%	17%

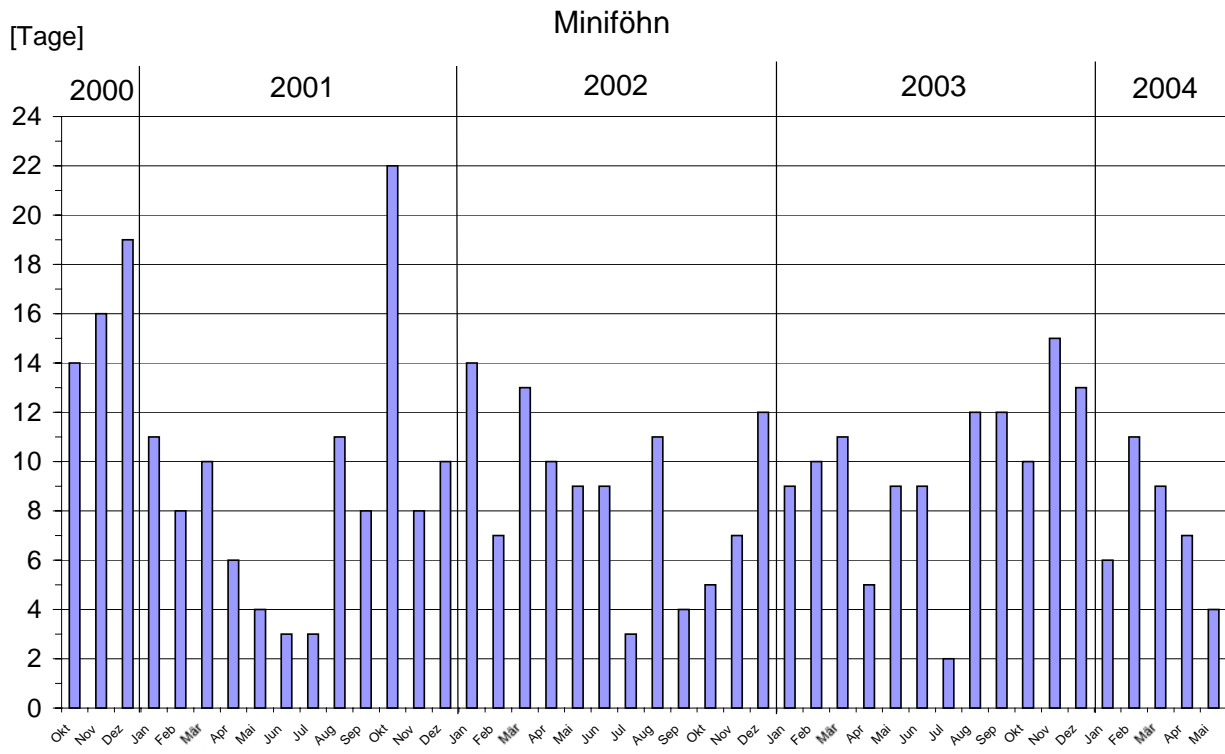
**Tab. 8.3:** Die gesamte Föhnhäufigkeit der Windrichtungssektoren, bezogen auf den Zeitraum Ende September 2000 bis Ende April 2004.

## 8.2 Die Abhängigkeit der Föhnhäufigkeit von der Jahreszeit

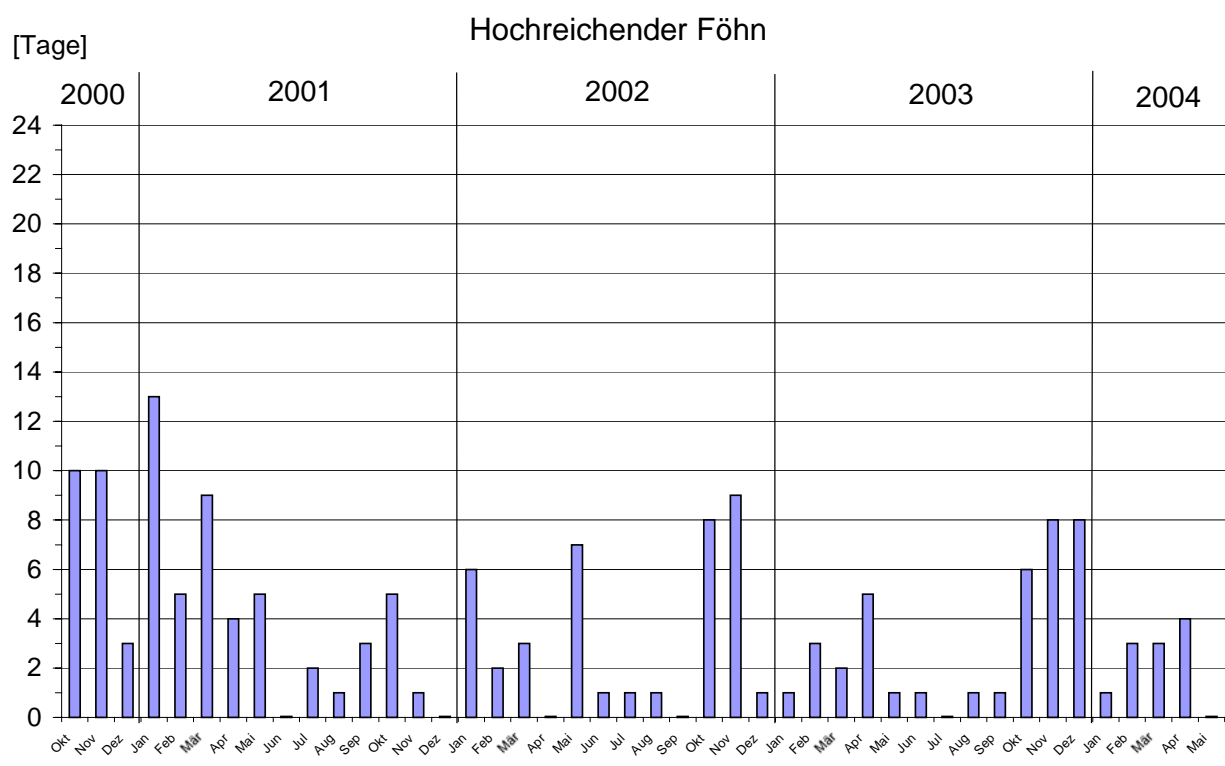
### 8.2.1 Einteilung der Abhängigkeit nach Monaten

Bekanntlich weist die Häufigkeit des hochreichenden Südföhns in den Alpen eine ausgeprägte Jahreszeitenabhängigkeit auf. So tritt Föhn im Sommer nur selten auf, da um diese Jahreszeit die Frontalzone weit nach Norden gewandert ist und föhngünstige Wetterlagen entsprechend selten vorkommen. Ein sekundäres Häufigkeitsminimum fällt in die Wintermonate, da um diese Zeit die Stabilität der Talatmosphäre oftmals so groß ist, daß das Durchbrechen der Föhnluft bis ins Tal verhindert wird (Seibert, 1985). Dies gilt tendenziell natürlich auch für die Mittenwalder Umgebung, doch ist die Von-Jahr-zu-Jahr-Variabilität zumindest im Winter ziemlich groß. So wurden im Januar 2001 und 2002 insgesamt 13 bzw. 6 Tage mit hochreichendem Föhn registriert, im Januar 2003 und 2004 dagegen jeweils nur ein Tag (Abb. 8.3). Deutlich zu sehen ist zudem das sommerliche Minimum sowie das spätherbstliche Maximum (Abb. 8.3 und 8.5). Während im September die Wahrscheinlichkeit für hochreichenden Föhn nur 4% beträgt, nimmt sie sprunghaft auf 23% im Oktober zu (Abb. 8.5). Da die Föhnhäufigkeit im Winter während der letzten Jahre aufgrund der zahlreichen Süd- und Südwestlagen sehr groß war, ist jedoch in Abb. 8.5 ein Frühjahrsmaximum nicht erkennbar, vielmehr waren Winter und Frühling in praktisch gleichem Maße von hochreichendem Föhn betroffen. Das erhöhte Föhnaufkommen im Frühling kommt nur insofern zur Geltung, als die Häufigkeit von Mai auf Juni merklich abnimmt. Dies ist jedoch, wie bereits angedeutet, auf die statistische Unsicherheit bei der Betrachtung eines so kurzen Zeitraums von nur dreieinhalb Jahren zurückzuführen.

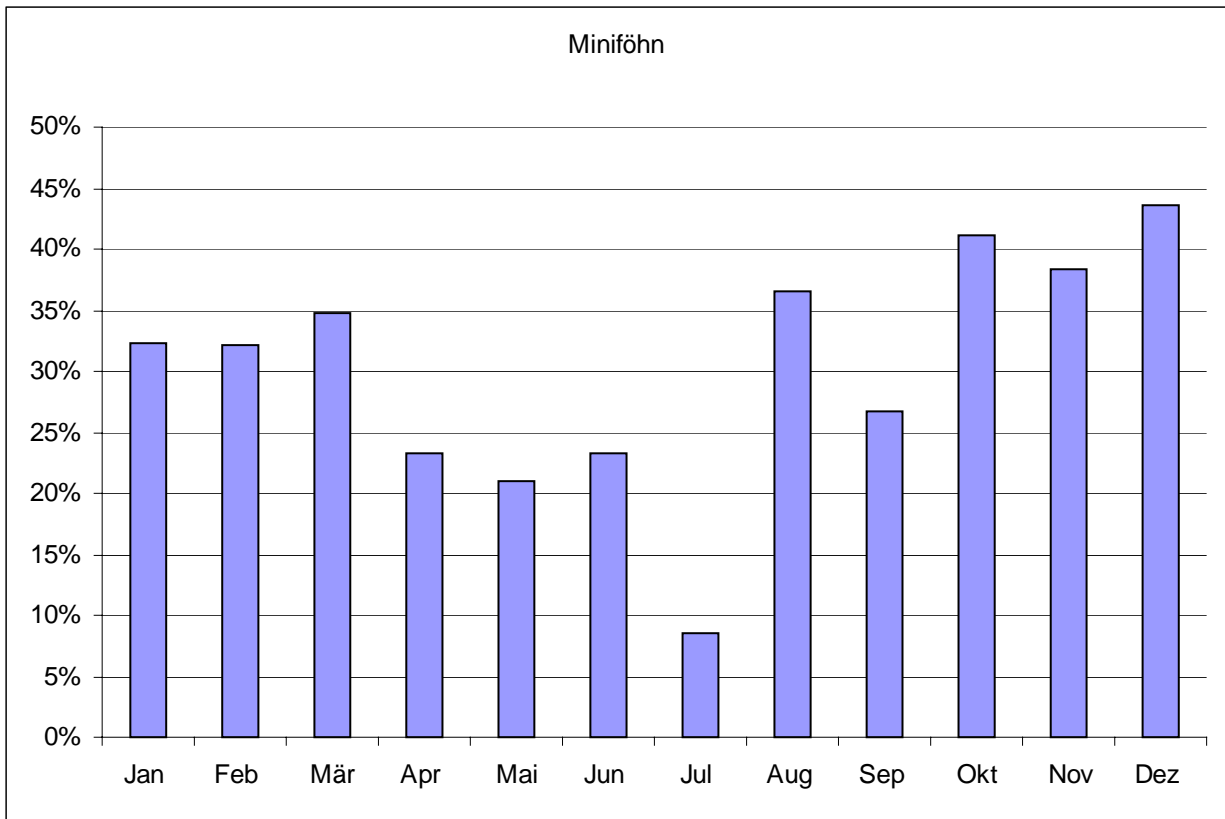
Auch der Miniföhn weht tendenziell in den Sommermonaten seltener als in den anderen Jahreszeiten, doch tritt er weitaus häufiger auf als hochreichender Föhn (Abb. 8.2 und 8.4). Im Juli beträgt die Wahrscheinlichkeit, daß an einem Tag Miniföhn auftritt, nur 9%, was den mit Abstand niedrigsten Wert aller Monate bedeutet. Dagegen ist die Wahrscheinlichkeit für Miniföhn im Monat Dezember mit 44% am höchsten. Die relativ hohe Miniföhnhäufigkeit im August (37% gegenüber nur 27% im September) dürfte wiederum mit statistischen Unsicherheiten zusammenhängen. In den letzten Jahren war die Witterung im August von häufigen Südwestlagen, im September dagegen von zahlreichen Nordlagen geprägt. Dagegen dürfte der hohe Oktoberwert auch bei der Betrachtung von weitaus längeren Zeiträumen erhalten bleiben, da die Witterung in diesem Monat geprägt ist von längeren Hochdruckphasen über Mitteleuropa, die sich günstig auf das Auftreten von Miniföhn auswirken. Es sei noch erwähnt, daß im Zeitraum Ende September 2000 bis Ende Mai 2004 an 12% aller Tage hochreichender Föhn und an 31% aller Tage Miniföhn in Mittenwald auftrat. Kein einziger Monat verblieb komplett ohne Miniföhn (der Minimumrekord mit nur zwei Miniföhntagen fällt auf Juli 2003), und nur 6 Monate waren frei von hochreichendem Föhn. Die höchste Miniföhnaktivität im betrachteten Zeitraum wurde im Oktober 2001 mit insgesamt 22 Miniföhntagen registriert (Abb. 8.2). In diesem Monat wurden nach der objektiven Wetterlagenklassifikation 18 Tage der Anströmrichtung SW zugeordnet. Für weitere 5 Tage wurde die Klasse „XX“ und für einen Tag die Klasse „SO“ gegeben. Lediglich an 7 Tagen fiel die 700-hPa-Anströmrichtung in den NW-Sektor.



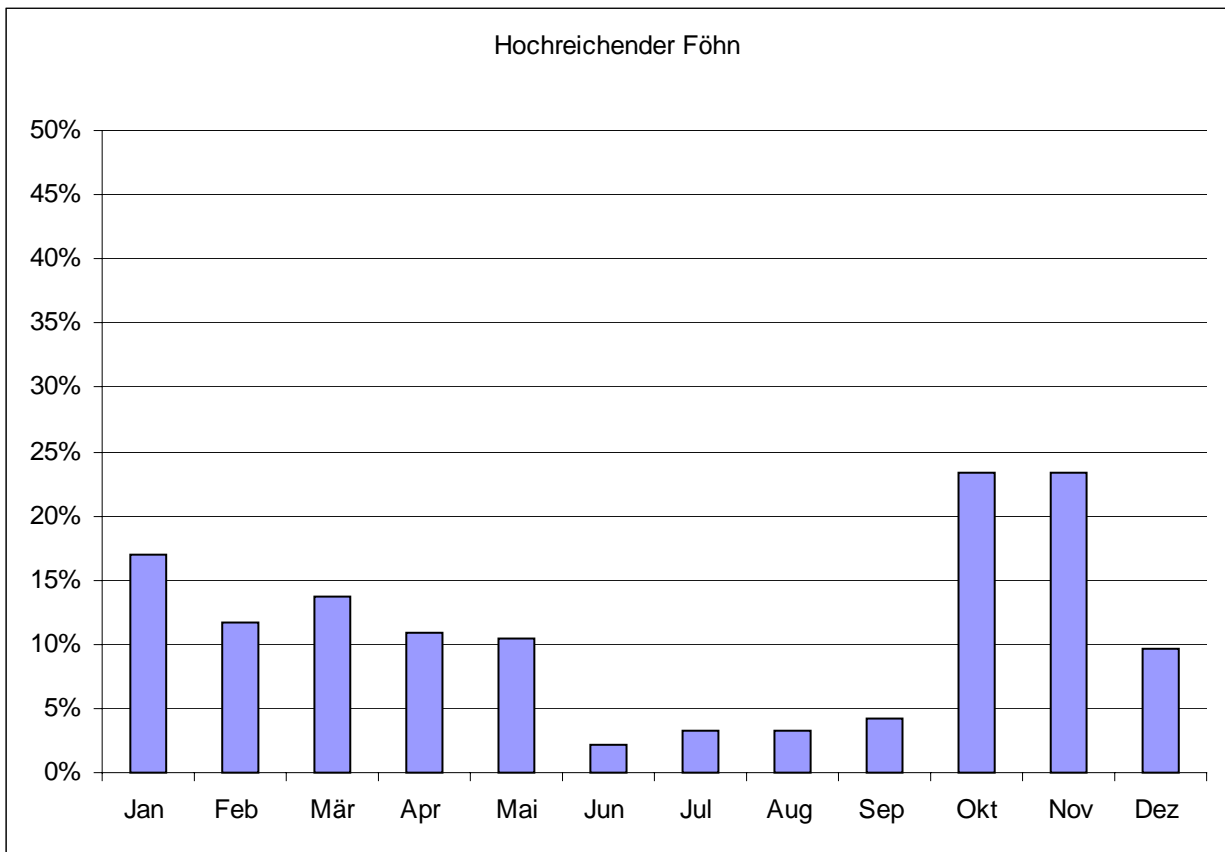
**Abb. 8.2:** Die Miniföhnhäufigkeit in Mittenwald von Oktober 2000 bis Mai 2004.



**Abb. 8.3:** Die Häufigkeit von hochreichendem Föhn in Mittenwald von Oktober 2000 bis Mai 2004.



**Abb. 8.4:** Die prozentuale Häufigkeit von Miniföhn in Abhängigkeit von der Jahreszeit.



**Abb. 8.5:** Die prozentuale Häufigkeit von hochreichendem Föhn von der Jahreszeit.



## 8. 2. 2 Häufigkeitsverteilung und Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion

Nun soll versucht werden, eine klassenorientierte Häufigkeitsverteilung für beide Föhnarten abzuleiten. Für die Schätzung der Klassenzahl wird die empirische Formel von Sturges (1926) herangezogen. Diese lautet:

$$K = 1 + 3,32 \lg n \quad (8.1)$$

In Gl. 8.1 bedeuten  $K$  die Klassenzahl und  $n$  der Stichprobenumfang („lg“ ist der dekadische Logarithmus). Das vorhandene Datenmaterial umfaßt  $n = 43$  Monate, was nach Gl. 8.1 eine Klassenzahl von 6 ergibt (im Zweifelsfall sollte die Klassenzahl stets abgerundet werden, lediglich bei Erwartung einer symmetrischen Verteilung sollte darauf geachtet werden, daß die Klassenzahl ungerade ist).

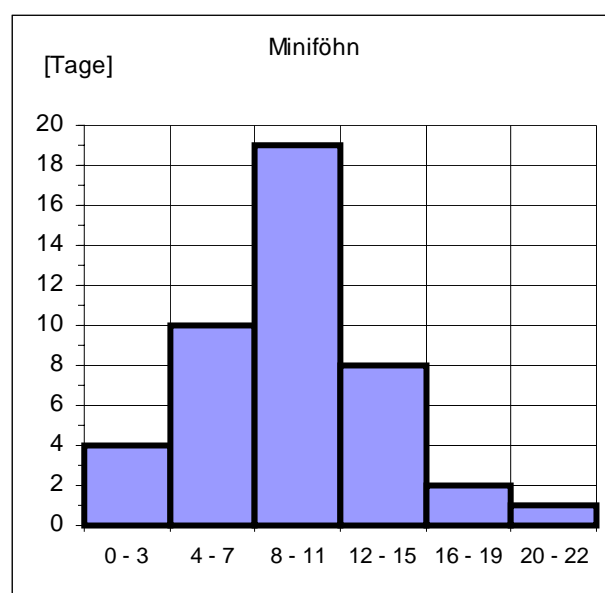
### Miniföhn

0 1 2 3	4 5 6 7	8 9 10 11	12 13 14 15	16 17 18 19	20 21 22 >22
0 0 1 3	3 2 2 3	3 6 5 5	3 2 2 1	1 0 0 1	0 0 1 0
0 - 3	4 - 7	8 - 11	12 - 15	16 - 19	20 - 22
4	10	19	8	2	1
9,09%	31,82%	75,00%	93,18%	97,73%	100,00%

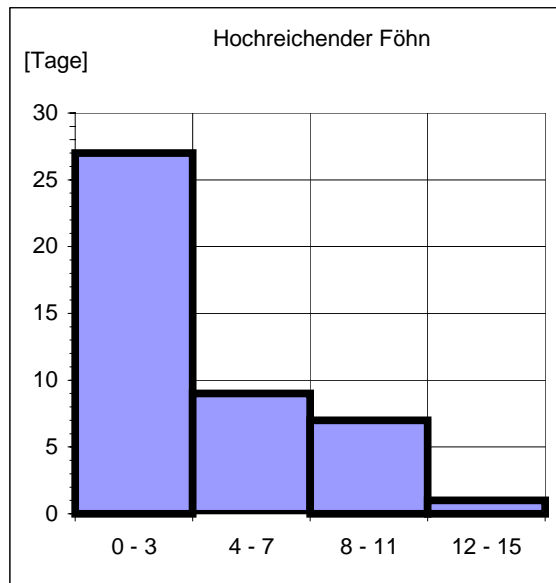
### Hochreichender Föhn

0 1 2 3	4 5 6 7	8 9 10 11	12 13 14 15	16 17 18 19	20 21 22 >22
6 12 3 6	2 4 2 1	3 2 2 0	0 1 0 0	0 0 0 0	0 0 0 0
0 - 3	4 - 7	8 - 11	12 - 15	16 - 19	20 - 22
27	9	7	1	0	0
61,36%	81,82%	97,73%	100,00%	100,00%	100,00%

**Tab. 8.4:** Die klassenorientierte Häufigkeitsverteilung von Miniföhn (oben) und hochreichendem Föhn (unten). Die erste Spalte gibt die Anzahl der Föhntage pro Monat an, die zweite Spalte bezieht sich auf die Häufigkeit der Monate mit der in Spalte 1 angegebenen Föhnzahl, die dritte Spalte zeigt die Klassengrenzen an, Spalte 4 summiert über die Anzahl der Monate (siehe Spalte 2) und Spalte 5 gibt die prozentuale Häufigkeit an.



**Abb. 8.6:** Die klassenorientierte Häufigkeitsverteilung bei Miniföhn. Die Abszisse gibt die Klassengrenzen an, die Ordinate die Anzahl der Monate, die in die jeweilige Klasse fallen.



**Abb. 8.7:** Die klassenorientierte Häufigkeitsverteilung bei hochreichendem Föhn. Auf eine Darstellung der beiden oberen Klassen wurde verzichtet, da diese leer sind.

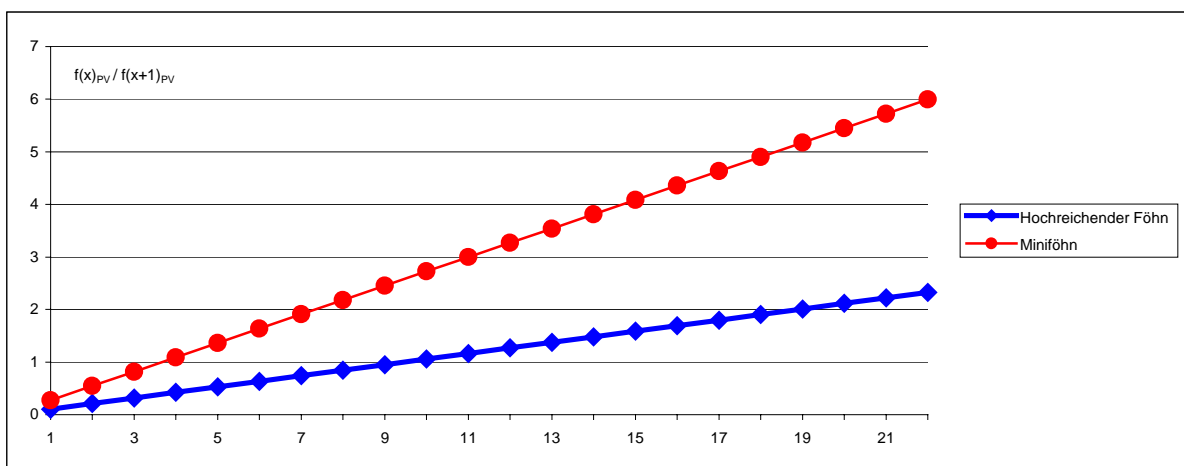
Es wird vermutet, daß bei beiden empirisch gefundenen Stichproben-Häufigkeitsverteilungen die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der zugehörigen Grundgesamtheiten einer Poissonverteilung folgt. Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Poissonverteilung lautet:

$$f(x)_{PV} = \frac{e^{-\lambda} \lambda^x}{x!} \quad (8.2)$$

Hierbei bedeutet der Parameter  $\lambda = np$  den Mittelwert (er entspricht zugleich der Varianz dieser Verteilung) mit  $n$  als dem Stichprobenumfang und  $p$  als der Wahrscheinlichkeit. Mit Hilfe der Rekursionsformel

$$f(x+1)_{PV} = f(x)_{PV} \frac{\lambda}{x+1} \quad (8.3)$$

kann in einem graphischen Schnellverfahren überprüft werden, ob die Verteilung tatsächlich der Poissonverteilung folgt. Wenn in einer linearen Darstellung  $f(x)_{PV} / f(x+1)_{PV}$  gegen  $x$  aufgetragen eine Gerade ergibt, dann folgt die Häufigkeitsverteilung der Stichprobe der Poissonverteilung. Gemäß Abb. 8.8 ist dies bei beiden Föhnarten der Fall.

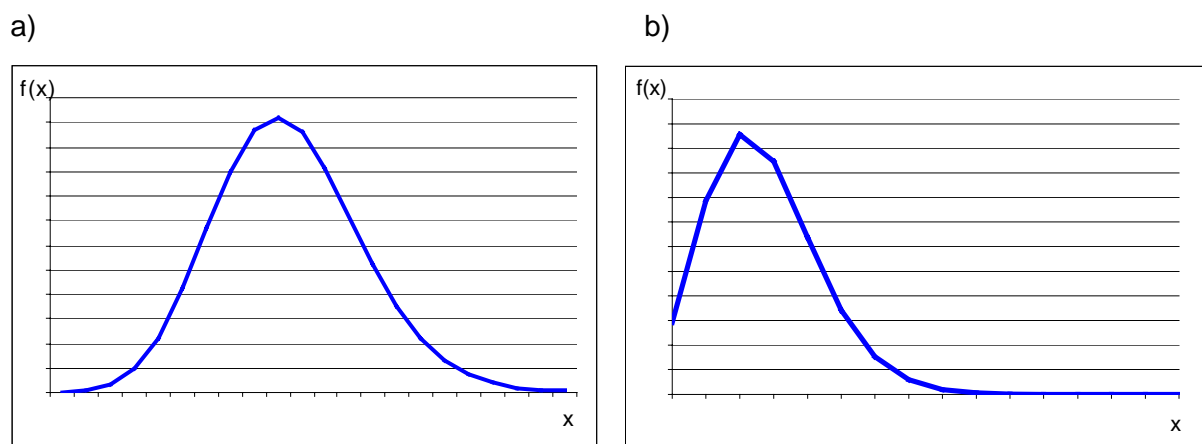


**Abb. 8.8:** Graphischer Schnelltest zur Klärung der Frage, ob die Föhnhäufigkeiten der Poissonverteilung folgen.

Dieser qualitative Befund soll nun noch mittels des  $\chi^2$ -Tests quantitativ abgesichert werden. Hierzu muß die Stichprobe in klassenorientierter Form vorliegen, wobei die Klassenbesetzungszahlen nicht Null werden dürfen. Seien  $H_k$  (SP) bzw.  $H_k$  (GG) die klassenbezogenen Föhnhäufigkeiten (Föhntage pro Monat) der Stichprobe bzw. der dazugehörigen theoretischen Grundgesamtheit. Dann ist

$$\chi^2 = \sum_{k=1}^K \frac{[H_k(\text{SP}) - H_k(\text{GG})]^2}{H_k(\text{GG})} \quad (8.4)$$

An die empirische Häufigkeitsverteilung wird eine zugehörige theoretische GG-Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion angepaßt. Zu beachten ist dabei, daß im Gegensatz zu den meisten anderen Prüfverfahren nicht die Annahme der Alternativhypothese, sondern der Nullhypothese erwünscht ist, da somit die Verteilungsanpassung als signifikant und als akzeptabel eingestuft wird.



**Abb. 8.9:** Die angepaßten theoretischen Poisson-Wahrscheinlichkeitsdichtenfunktionen der Grundgesamtheiten bzgl. (a) Miniföhn und (b) hochreichendem Föhn.

Wird die Berechnungsvorschrift von Gl. 8.4 auf die Daten der Tab. 8.4 angewendet, so ergibt sich für den Miniföhn  $\chi^2 = 3$  und für hochreichenden Föhn  $\chi^2 = 14$ . Zur Durchführung des Tests muß noch die Zahl der Freiheitsgrade  $\Phi$  mit  $\Phi = K - Z$  bestimmt werden, wobei  $K$  die Klassenzahl und  $Z$  die Anzahl der zu schätzenden Parameter ist. Im allgemeinen stimmt  $Z$  mit der Zahl der Parameter der verwendeten theoretischen Verteilung überein. Da die Poissonverteilung als einzigen Parameter den Erwartungswert  $\lambda$  besitzt, gibt es in diesem Fall 5 Freiheitsgrade, da die Stichproben in 6 Klassen eingeteilt wurden. Wird eine Signifikanz von  $S_i = 99\%$  gewählt (d. h. eine Irrtumswahrscheinlichkeit von  $\alpha = 0,01$ ), dann ergibt sich für den Miniföhn, daß der Wert der Prüfgröße mit  $\chi^2 = 3$  deutlich unter dem Tabellenwert von  $\chi^2 = 15,08$  liegt. Dieser kann aus Quantil-Tabellen der  $\chi^2$ -Verteilung bestimmt werden. Hier kann die Irrtumswahrscheinlichkeit sogar auf  $\alpha = 0,5$  gesteigert werden, ohne daß sich am Testergebnis etwas ändert. Im Falle des hochreichenden Föhns liegt die Prüfgröße mit  $\chi^2 = 14$  nur bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von  $\alpha = 0,01$  knapp unter dem Tabellenwert. Zumindest auf diesem Signifikanzniveau ist die Anpassung also noch vertretbar.

### 8.3 Bedingte Wahrscheinlichkeiten und Persistenz der Föhnereignisse

Mit Hilfe der für den Zeitraum 5.6.2000 bis 31.8.2003 vorliegenden Daten der DWD-Windmeßstation Mittenwald wird im folgenden versucht, eine Kurzfristprognose für Miniföhn und hochreichendem Föhn im oberen Isartal abzuleiten. Hierzu wurden bestimmte Schwellen-

werte für das Stundenmittel der Nord-Süd-Komponente der Windgeschwindigkeit an besagter Meßstation um 18, 20 und 22 Uhr festgelegt. Wurden diese Schwellenwerte überschritten, so wurde der prozentuale Anteil der Fälle bestimmt, in denen am nächsten Tag Miniföhn oder hochreichender Föhn registriert wurde (Tab. 8.5). Es zeigte sich, daß in knapp mehr als der Hälfte aller Fälle mit Miniföhn am nächsten Tag gerechnet werden kann, wenn am Vortag abends um 22 Uhr die Südkomponente zwischen 2 – 4 ms<sup>-1</sup> beträgt (bezogen auf das Mittel der vorangegangenen Stunde). Bezogen auf die Termine 20 und 18 Uhr beträgt die Wahrscheinlichkeit 43% bzw. 42%. Bei höheren Windgeschwindigkeiten nimmt die Wahrscheinlichkeit für Miniföhn jedoch wieder ab, da in diesen Fällen in zunehmendem Maße mit hochreichendem Föhn am nächsten Tag zu rechnen ist. Betrachtet man den 18-Uhr-Wert, so fällt auf, daß die Wahrscheinlichkeit für hochreichenden Föhn am nächsten Tag weniger als 7% beträgt, solange die Südkomponente zwischen 2 – 4 ms<sup>-1</sup> verbleibt. Bezüglich des Intervalls 4 – 6 ms<sup>-1</sup> steigt die Wahrscheinlichkeit hingegen auf über 35% und bei mehr als 6 ms<sup>-1</sup> sogar auf über 61% an (Tab. 8.5). Erwartungsgemäß sind die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Miniföhn oder hochreichenden Föhn am nächsten Tag geringer, wenn am Vorabend Nordwind an der Station wehte (gekennzeichnet durch negative Windgeschwindigkeiten in Tab. 8.5). Lag die Windgeschwindigkeit um 18 Uhr im Intervall 2 – 4 ms<sup>-1</sup>, so betrug die Wahrscheinlichkeit für Miniföhn knapp 36%; bezogen auf die Termine 20 und 22 Uhr sinkt die Wahrscheinlichkeit auf rund 24% bzw. 16% ab. Bei einem Nordwind-Stundenmittel von mehr als 4 ms<sup>-1</sup> lagen die entsprechenden Werte mit ca. 26%, 19% und 9% nochmals merklich niedriger.

Leider brachte diese statistische Auswertung auch einige Unstimmigkeiten mit sich. So ist es schwer nachzuvollziehen, weshalb bei einer Nordkomponente von mehr als 4 ms<sup>-1</sup> um 22 Uhr die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von hochreichendem Föhn am nächsten Tag etwas höher als ist für Miniföhn. Auch fällt auf, daß für den Fall der Südkomponente zwischen 2 und 4 ms<sup>-1</sup> die Wahrscheinlichkeit für hochreichendem Fall ca. 7% bzw. 5% beträgt, wenn man das Geschwindigkeitsintervall auf die Termine 18 und 22 Uhr bezieht. Bezogen auf den Termin 20 Uhr war die Wahrscheinlichkeit mit fast 14% jedoch merklich höher. Bei der Aufteilung des Datenmaterials in Sommer- und Winterhalbjahr (nicht gezeigt) nahmen diese vermeintlichen Unstimmigkeiten noch zu. Außerdem wäre zu erwarten, daß Südwind am frühen Abend ein stärkeres Kriterium ist als Südwind in der späten ersten Nachthälfte, da zwischen 17 und 18 Uhr eher mit Taleinwind (Nordwind) zu rechnen ist, während zwischen 21 und 22 Uhr dagegen Talaustritt üblich ist (zumindest im oberen Isartal).

Windstärke	Miniföhn			Hochreichender Föhn		
	18 Uhr	20 Uhr	22 Uhr	18 Uhr	20 Uhr	22 Uhr
< -4 m/s	25,61%	18,65%	9,42%	4,15%	5,56%	10,14%
< -2 m/s	35,66%	24,48%	15,98%	4,90%	4,15%	6,51%
> 2 m/s	41,67%	43,41%	51,46%	6,94%	13,95%	5,34%
> 4 m/s	33,33%	29,41%	40,00%	35,19%	26,47%	18,95%
> 6 m/s	24,56%	30,65%	29,27%	61,40%	50,00%	46,34%

**Tab. 8.5:** Die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Miniföhn bzw. hochreichendem Föhn unter der Annahme des Überschreitens verschiedener Schwellenwerte der Nord-Süd-Komponente der Windgeschwindigkeit (DWD-Station Mittenwald) am Vortag zu den Zeiten 18, 20 und 22 Uhr (jeweils bezogen auf die vorangegangene Stunde). Positive Werte der Windgeschwindigkeit bedeuten Südwind, negative zeigen Nordwind an.

Die Unstimmigkeiten lassen sich etwas abmildern, wenn beide Föhnarten zusammengefaßt werden, siehe Tab. 8.6. Hier kann zusammenfassend gesagt werden, daß das stärkste Kriterium für Föhn am nächsten Tag starker Südwind bereits am frühen Abend des Vortages ist, während das stärkste Kriterium für einen föhnefreien Folgetag starker Nordwind am späten Abend bzw. in der ersten Nachthälfte darstellt. Möglicherweise handelt es sich bei den ge-

nannten Unstimmigkeiten um einen Stichprobeneffekt, da lediglich ein Zeitraum von drei Jahren untersucht werden konnte.

Windstärke	Föhn gesamt		
	18 Uhr	20 Uhr	22 Uhr
< -4 m/s	29,02%	23,41%	18,84%
< -2 m/s	40,56%	28,22%	21,30%
> 2 m/s	48,61%	54,26%	55,83%
> 4 m/s	64,81%	54,41%	55,79%
> 6 m/s	78,95%	75,81%	73,17%

**Tab. 8.6:** Wie Tab. 8.5, nur wurden Miniföhn und hochreichender Föhn zum Ereignis „Föhn gesamt“ zusammengefaßt.

Weitaus weniger kritisch ist hingegen die Untersuchung der Persistenz von Föhntagen, bezogen auf Mittenwald. In Tab. 8.7 ist angegeben, in wieviel Prozent aller Fälle nach einem Tag mit Miniföhn ein weiterer Miniföhntag bzw. weitere Miniföhntage folgten. In knapp ein Fünftel aller Fälle stellte sich nach einem Tag mit Miniföhn am nächsten Tag ebenfalls Miniföhn ein. Die Wahrscheinlichkeit, daß am nächsten und auch am übernächsten Tag Miniföhn auftritt, beträgt dagegen nur noch etwas mehr als 9% (Tab. 8.7). Die Chance, daß nach einem Miniföhn an den folgenden 5 Tagen ebenfalls Miniföhn weht, liegt bei rund 1,7%. Die entsprechenden Wahrscheinlichkeiten sind bzgl. des hochreichenden Föhns deutlich geringer; nur in 6% aller Tage mit hochreichendem Föhn trat am nächsten Tag ebenfalls hochreichender Föhn auf.

Föhnart	1. Tag	2. Tag	3. Tag	4. Tag	5. Tag
Miniföhn	18,87%	9,29%	4,85%	2,76%	1,67%
Hochr. Föhn	6,00%	2,52%	1,28%	0,75%	0,38%

**Tab. 8.7:** Die Persistenz von Miniföhn und hochreichendem Föhn in Mittenwald. Die Angabe in der Spalte „5. Tag“ gibt an, in wieviel Prozent der Fälle eines Föhntags an den fünf folgenden Tagen ebenfalls Föhn auftrat (Miniföhn oder hochreichender Föhn).

Kriterium	
Miniföhn und nachfolgend hochreichender Föhn am gleichen Tag	3,23%
Miniföhn und nachfolgend hochreichender Föhn am nächsten Tag	5,42%
kein Miniföhn und auch kein Föhn am nächsten Tag	80,86%
kein Miniföhn und auch kein Föhn in den nächsten 2 Tagen	76,68%
kein Miniföhn und auch kein Föhn in den nächsten 3 Tagen	53,32%
kein Miniföhn und auch kein Föhn in den nächsten 7 Tagen	18,23%

**Tab. 8.8:** Die Persistenzen zu weiteren Kriterien bzgl. des Auftretens (oder Nicht-Auftretens) von Miniföhn und hochreichendem Föhn. Die Bezeichnung „Föhn“ schließt beide Föhnarten ein.

Tab. 8.8 gibt die Persistenzen zu weiteren Kriterien bzgl. des Auftretens oder Nicht-Auftretens eines Föhnereignisses an. Es fällt auf, daß 81% aller Tage ohne Miniföhn von einem weiteren Tag ohne Föhnereignis (Miniföhn oder hochreichender Föhn) gefolgt werden. In immerhin knapp 77% aller Fälle verbleibt auch zusätzlich der zweite Folgetag noch föhnfrei. Die Chance, daß auch der dritte Folgetag ohne Föhn verbleibt, ist mit rund 53% dagegen bereits erheblich niedriger. In nur 18% aller Fälle verblieben die folgenden 7 Tage nach einem Tag ohne Miniföhn ebenfalls föhnfrei.

## 8.4 Berechnung der empirischen Orthogonalfunktionen

Empirische Orthogonalfunktionen, kurz EOF genannt, erweisen sich für die Analyse von Zeitreihen als besonders geeignet, da sie ohne Vorgaben die räumlichen Strukturen mit der stärksten Variabilität erkennen und deren zeitliche Entwicklung darstellen können. Die Technik der EOF-Analyse läßt sich eingehend darstellen, indem man zunächst von der multiplen Korrelations- und Regressionsanalyse ausgeht, wo der Zusammenhang zwischen den Stichprobendaten der Wirkungsgröße und den zugehörigen Daten der Einflußgrößen betrachtet wird. Sämtliche Daten sind in der Regel Meß- oder Beobachtungswerte, die sich auf bestimmte räumliche und/oder zeitliche Koordinaten beziehen. Das Regressionsmodell besteht aus einem linearen oder nicht-linearen Gleichungssystem, wobei die Daten der erfaßten Größen auch als Matrix darstellbar sind. Dabei wird man versuchen, den Grad des Regressionsmodells (Anzahl der Größen) nach gewissen Schranken der erklärten Varianz (möglichst hoher Anteil) bzw. der unerklärten Varianz (Restvarianz, möglichst geringer Anteil) zu begrenzen. Bei stufenweiser Entwicklung des Regressionsmodells (Erhöhung um jeweils eine Einflußgröße) erfolgt dann der Abbruch bei Erreichen solcher Schranken.

Sind nun aber die Einflußgrößen korreliert, so beinhaltet die Entwicklung des multiplen Regressionsmodells mehr oder weniger große Redundanz. Das heißt, man könnte eigentlich mit weniger Einflußgrößen auskommen, sofern diese unkorreliert wären. Das Problem, aus einem redundanten (d.h. mit korrelierten Einflußgrößen) zu einem nicht-redundanten Regressionsmodell zu gelangen, d.h. mit unkorrelierten und zudem möglichst wenigen Einflußgrößen und dabei möglichst hoher erklärter Varianz, wird durch die Entwicklung der empirischen Orthogonalfunktionen gelöst.

Die EOFs werden bestimmt, indem zunächst aus den Zeitreihen die Kovarianzmatrix  $A_{ij}$  mit  $i, j = 1, \dots, I$  gebildet wird. Die Kovarianzmatrix ist symmetrisch und positiv-definit. Zur Bestimmung von deren Eigenwerten und Eigenvektoren sei zunächst eine lineare Abbildung aus der Menge der Vektoren  $V$  in die Menge der Vektoren  $V$  betrachtet, die mittels der Matrix  $A$  beschrieben wird. Gesucht sind diejenigen Vektoren  $\mathbf{t}$  (Eigenvektoren) und diejenigen reellen Zahlen  $\lambda$  (Eigenwerte), die die Eigenwertgleichung

$$A\mathbf{t} = \lambda\mathbf{t} \quad (8.5)$$

lösen. Gleichung 8.5 kann auch umgeschrieben werden zu

$$(A - \lambda E)\mathbf{t} = 0 \quad (8.6)$$

wobei  $E$  die Einheitsmatrix ist. Gl. 8.6 charakterisiert ein homogenes Gleichungssystem, für das der Fall  $\det(A - \lambda E) \neq 0$  von Interesse ist. Es werden nun die Nullstellen des charakteristischen Polynoms

$$P(\lambda) = \det(A - \lambda E) = 0 \quad (8.7)$$

bestimmt. Die Nullstellen von  $P(\lambda)$  sind die Eigenwerte  $\lambda_i$ , die in das homogene Gleichungssystem (Gl. 8.6) eingesetzt werden. Die dazugehörigen Lösungen entsprechen den Eigenvektoren  $\mathbf{t}_i$ . Je nach der Vielfachheit  $r_i$  der Nullstelle des charakteristischen Polynoms gibt es im Regelfall  $r_i$  Eigenvektoren zum Eigenwert  $\lambda_i$ . Diese Eigenvektoren (die zeitunabhängig sind) entsprechen den sog. empirischen Orthogonalfunktionen (EOFs). Da die Kovarianzmatrix symmetrisch ist, sind die EOFs orthogonal, wobei der erste Eigenvektor EOF 1, der zweite EOF 2 usw. genannt wird. Wenn die Eigenwerte  $\lambda_i$  rasch mit zunehmendem  $i$  abfallen, dann sind die ersten Eigenvektoren dominant, so daß eine effektive Datenkompression erzielt werden kann.

Die EOF-Methode wird im folgenden auf die Wind- und Temperaturdaten des Leutaschtales (Ahrn, Burggraben und Schanz) sowie auf die Winddaten des oberen Isartales (Mittenwald, Krün plus die Daten von Kesselberg und Kochel) und des mittleren Isartalabschnittes (Meßstationen westlich Vorderriß und Geschiebedamm) angewendet. Für zwei Beispiele wird auch die Covarianzmatrix noch angegeben.

### 1.) Windfeld Leutaschtal

#### Nord-Süd-Komponente

$$\text{Covarianzmatrix } C = \begin{pmatrix} 0,11 & 0,09 & 0,00 \\ 0,09 & 0,13 & 0,02 \\ 0,00 & 0,02 & 0,00 \end{pmatrix}$$

charakteristisches Polynom:  $x^3 - 0,24x^2 + 0,058x + 0,000044 = 0$

reelle Eigenwerte:	erklärte Varianz:	Eigenvektoren:
EW 1: 0,2116	83,95%	EOF 1: (0,6614; 0,7467; 0,0706)
EW 2: 0,0344	13,66%	EOF 2: (0,7174; -0,6024; -0,3499)
EW 3: 0,006	2,40%	EOF 3: (0,2188; -0,2821; 0,9341)

Der erste Eigenwert deckt also fast 84% der erklärten Varianz der Nord-Süd-Komponente ab. Hierbei handelt es sich um den Tagesgang des Talwindsystems (Taleinwind untertags, Talauswind nachts).

#### West-Ost-Komponente

$$\text{Covarianzmatrix } C = \begin{pmatrix} 0,03 & 0,04 & 0,05 \\ 0,04 & 0,10 & 0,12 \\ 0,05 & 0,12 & 0,00 \end{pmatrix}$$

charakteristisches Polynom:  $x^3 - 0,13x^2 - 0,0155x + 0,00002 = 0$

reelle Eigenwerte:	erklärte Varianz:	Eigenvektoren:
EW 1: 0,2018	67,38%	EOF 1: (0,3369; 0,7703; 0,5414)
EW 2: 0,0837	28,16%	EOF 2: (0,9220; -0,3865; -0,0237)
EW 3: 0,0119	4,01%	EOF 3: (0,1910; 0,5072; -0,8404)

Die West-Ost-Windkomponente im Leutaschtal zeigt im Vergleich zur Nord-Süd-Komponente einen relativ niedrigen Wert der erklärten Varianz von nur ca. 67% für die erste EOF (zusammen mit der zweiten EOF werden jedoch ca. 96% der Varianz abgedeckt). Die Berechnung der Stundenmittelwerte der West-Ost-Komponenten ergab eine Halbtageswelle derselben. So findet man an der Station Burggraben das primäre Maximum gegen 16 Uhr und ein sekundäres Maximum gegen Mitternacht. Das Hauptminimum tritt am Morgen gegen 7 Uhr auf und ein zweites, kleineres Minimum findet sich abends gegen 20 Uhr.



## 2.) Temperaturfeld Leutaschtal

charakteristisches Polynom:

$$x^3 - 7,93x^2 + 0,8348x - 0,001437 = 0$$

reelle Eigenwerte:	erklärte Varianz:	Eigenvektoren:
EW 1: 7,8233	98,65%	EOF 1: (0,6357; 0,5628; 0,5283)
EW 2: 0,1049	1,32%	EOF 2: (0,7433; -0,6309; -0,2224)
EW 3: 0,0017	0,02%	EOF 3: (0,2081; 0,534; -0,8194)

Auch im Falle des Temperaturfeldes kommt die sehr hohe erklärte Varianz von fast 99% (EOF 1) durch den Tagesgang zustande.

## 3.) Windfeld Mittenwald – Krün – Kesselberg - Kochel

### Nord-Süd-Komponente

$$C = \begin{pmatrix} 2,08 & 0,46 & 1,22 & 0,26 \\ 0,46 & 0,14 & 0,31 & 0,08 \\ 1,22 & 0,31 & 0,89 & 0,16 \\ 0,26 & 0,08 & 0,16 & 0,06 \end{pmatrix}$$

charakteristisches Polynom:  $x^4 - 3,17x^3 + 0,5579x^2 - 0,021886x + 0,00012948 = 0$

reelle Eigenwerte:	erklärte Varianz:	Eigenvektoren:
EW 1: 2,9856	94,18%	EOF 1: (0,8265; 0,1930; 0,5179; 0,1071)
EW 2: 0,1312	4,14%	EOF 2: (0; 0; 0; 0)
EW 3: 0,0461	1,45%	EOF 3: (0,1032; -0,6755; 0,2303; -0,6928)
EW 4: 0,0072	0,23%	EOF 4: (0,0155; 0,6881; -0,1338; -0,7130)

### West-Ost-Komponente

$$C = \begin{pmatrix} 0,22 & 0,07 & 0,02 & -0,08 \\ 0,07 & 0,05 & 0,00 & -0,03 \\ 0,02 & 0,00 & 0,02 & 0,00 \\ -0,08 & -0,03 & 0,00 & 0,04 \end{pmatrix}$$

charakteristisches Polynom:  $x^4 - 0,33x^3 + 0,0154x^2 - 0,0002x + 8 = 0$

reelle Eigenwerte:	erklärte Varianz:	Eigenvektoren:
EW 1: 0,2773	84,00%	EOF 1: (0,8836; 0,3168; 0,0687; -0,3380)
EW 2: 0,0303	9,18%	EOF 2: (0; 0; 0; 0)
EW 3: 0,0168	5,09%	EOF 3: (0; 0; 0; 0)
EW 4: 0,0057	1,73%	EOF 4: (0,3459; -0,0018; -0,4826; 0,8045)

#### 4.) Windfeld mittleres Isartal

##### West-Ost-Komponente:

charakteristisches Polynom:  $x^2 - 0,34x + 0,0012 = 0$

reelle Eigenwerte:	erklärte Varianz:	Eigenvektoren:
EW 1: 0,3364	98,95%	EOF 1: (0,9595; -0,2818)
EW 2: 0,0036	1,05%	EOF 2: (0,2818; 0,9595)

##### Nord-Süd-Komponente:

charakteristisches Polynom:  $x^2 - 0,5x + 0,0221 = 0$

reelle Eigenwerte:	erklärte Varianz:	Eigenvektoren:
EW 1: 0,4510	90,20%	EOF 1: (0,9988; 0,0498)
EW 2: 0,0490	9,80%	EOF 2: (0,0498; -0,9988)

Aufgrund einer Fließkommarrundung konnte im 3. Beispiel (Windfeld Mittenwald-Krün-Kesselberg-Kochel) die Determinante nicht exakt berechnet werden, so daß die Koeffizienten des charakteristischen Polynoms und daher die Berechnung der Eigenvektoren ebenfalls nur ungenau ist

Aufgrund des begrenzten Datenumfangs ist eine effiziente Datenreduktion natürlich nicht möglich, aber die gezeigten Beispiele belegen zumindest, daß die jeweils erste EOF einen Großteil der Varianz bereits erklären kann. Hierbei handelt es sich um den Tagesgang der Temperatur bzw. des Talwindsystems (Taleinwind tagsüber – Talauswind nachts). Allerdings basiert die EOF-Analyse im Falle des Leutascher Wind- und Temperaturfeldes lediglich auf den Daten vom November 2001. Die Daten im Dezember bzw. Januar waren für eine nähere Analyse zu lückenhaft und ungenau.

## 9. Eine neue Methode der Temperaturmittelwertsbildung

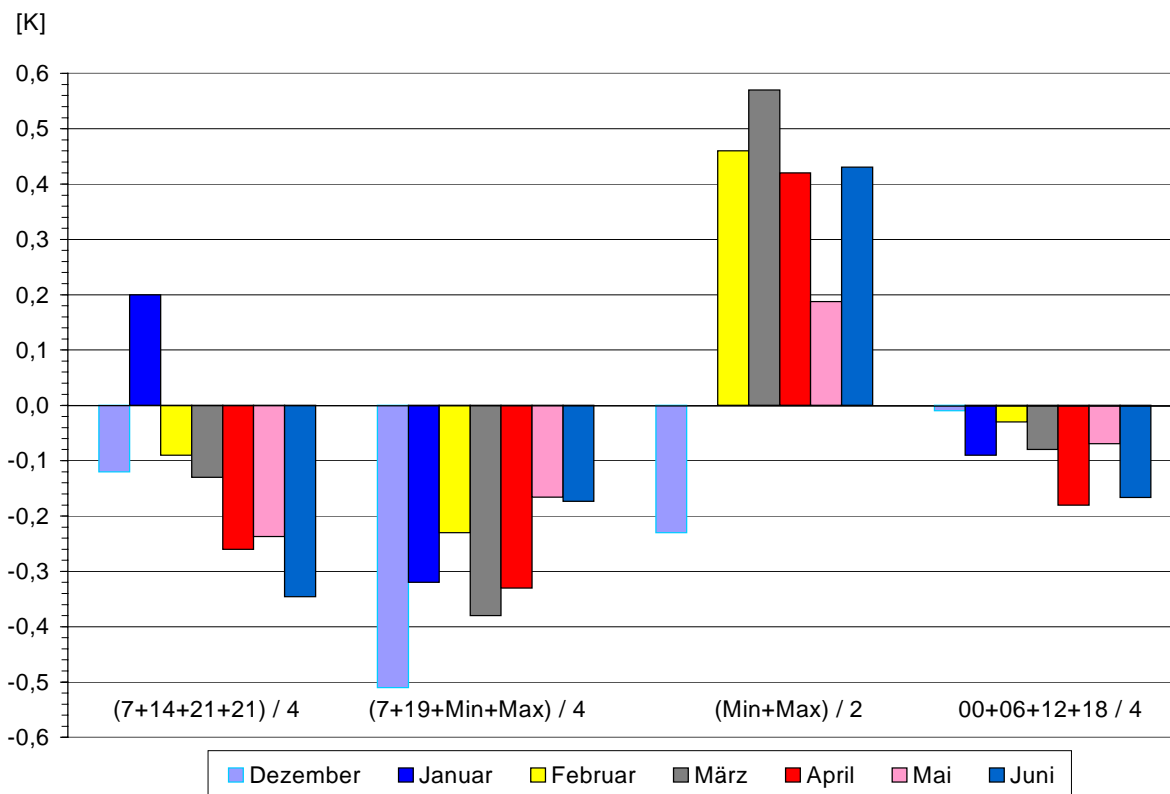
### 9.1 Einleitung

Die Methoden der Berechnung der Tagesmitteltemperatur variieren von Land zu Land und wurden im Laufe der Zeit mehrfach abgeändert. So wurde in Bayern während der Jahre 1879 - 1900 um 8, 14 und 20 Uhr beobachtet, dann galten ein Jahrhundert lang die sog. *Mannheimer Stunden*. In Deutschland (alte Bundesländer) wurden die Klimatermine bis zum 31.12.1986 zu den Zeiten 7, 14, 21 MOZ wahrgenommen (Zeitpunkt der Ablesung der Temperatur). Ab dem 1.1.1987 wurden die Beobachtungszeiten auf 7.30, 14.30 und 21.30 MOZ festgelegt. Da an synoptisch-klimatologischen Meldestellen die Beobachtung mit der Messung der Temperatur eine halbe Stunde vor dem im Meldungskopf angegebenen Termin beginnt, entsprachen diese Klimatermine den Synop-Terminen 7, 14 und 21 UTC (stimmt genau bei einer geographischen Länge von 7,5 Grad Ost). Am 3.4.2001 stellte der DWD die Termine auf die Hauptsynopzeiten 00, 06, 12 und 18 UTC um. In den USA und einigen anderen Ländern gab man der einfacheren  $(T_{\min}+T_{\max})/2$ -Methode den Vorzug, die jedoch ungenauer ist, da das Tagesmittel lediglich aus der Summe von Höchst- und Tiefsttemperatur gebildet wird. In Österreich wurde 1971 die Mittelwertsbildung von  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$  umgestellt zugunsten der Termine  $T_7$ ,  $T_{19}$ ,  $T_{\min}$  und  $T_{\max}$  (Siogas, 1972), wodurch sich eine Inhomogenität in der Temperaturzeitreihe ergab. Für den Standort Universität Innsbruck (Siogas, 1972) ergab die Abweichung der ursprünglichen Mittelwertsbildung vom wahren Mittel eine einfache Jahreswelle mit einem Maximum im Februar und einem Minimum im September, die neuere Mittelungsmethode führt zu einer doppelten Welle mit zwei Maxima, wovon das Primärmaximum auf den Sommer (Juni, Juli) und das Sekundärmaximum auf den Winter (Dezember, Januar) fällt. Die beiden Minima treten im Frühling und Herbst auf. Siogas verwendete die Daten der Periode 1906 – 1930.

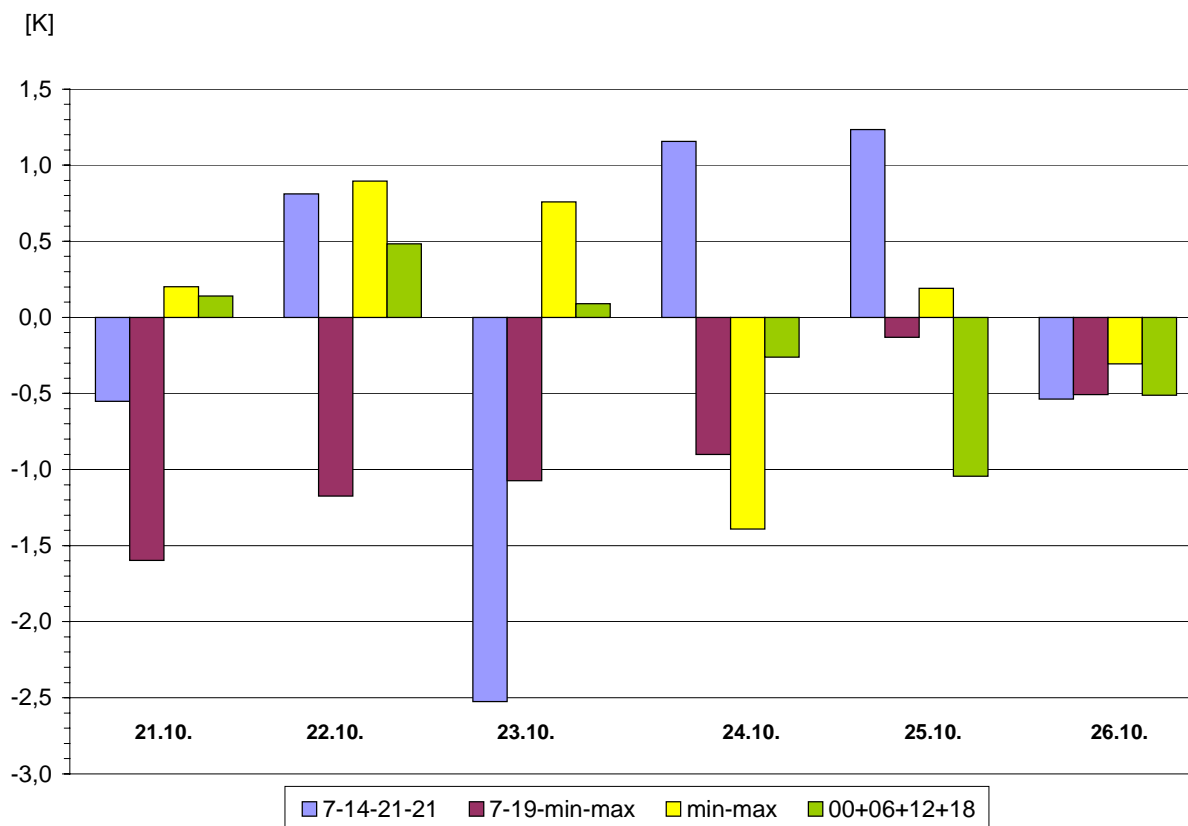
Bei der Berechnung der Tagesmitteltemperaturen in Mittenwald für einzelne Miniföhntage mit Hilfe der  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ -Methode fiel nun auf, daß die Abweichungen vom wahren Mittel häufig auffallend groß ausfielen, wobei beide Vorzeichen bei den Abweichungen vorkamen. In Einzelfällen traten Unterschiede bis 2,5 Grad auf. Die zur Verfügung stehenden zeitlich hochaufgelösten Meßdaten der Station Mittenwald (Mittelungsintervall 2 Minuten) können dazu benutzt werden, das wahre Tagesmittel der Temperatur zu berechnen und diese mit den Ergebnissen aus den folgenden Terminmittelbildungen zu vergleichen:

1. Wahres Mittel, Summe der 2-Minuten-Mittelwerte dividiert durch die Anzahl der Werte
2. Mannheimer Stunden,  $(T_7 + T_{14} + T_{21} + T_{21}) / 4$ , bezogen auf MOZ
3. Mittelbildung nach  $(T_7 + T_{19} + T_{\min} + T_{\max}) / 4$
4. Min/Max-Methode,  $(T_{\min} + T_{\max}) / 2$
5. Mittelung zu den Hauptsynop-Terminen,  $(T_{00} + T_{06} + T_{12} + T_{18}) / 4$ , bezogen auf UTC

Während nach der 4. Methode nur 2 Werte und nach den Methoden 2, 3 und 5 jeweils 4 Werte eingehen, basiert das erstgenannte Verfahren auf 720 Werten pro Tag. Abb. 9.1 stellt die Resultate der einzelnen Mittelungsmethoden für den Zeitraum Dezember 2000 bis Juni 2001 gegenüber (aufgrund technischer Probleme der Wetterstation waren die Meßdaten im Oktober und November 2000 nur lückenhaft und blieben deshalb unberücksichtigt). Die Ergebnisse der 3. und 4. Methode stimmen mit den Resultaten von Siogas (1972) gut überein. Er erhielt für Innsbruck mit der ersten Mittelungsart negative Abweichungen (außer im Juni und Juli), mit der zweiten dagegen durchweg positive Abweichungen vom wahren Mittel. Abweichende Ergebnisse ergeben sich indes bei der Mittelungsart  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ ; Siogas erhielt hier ganzjährig positive Abweichungen mit einem geringsten Wert im September, für Mittenwald ergab sich für die Monate Dezember 2000 bis Juni 2001 eine meist negative Abweichung, lediglich der Januar bildete mit +0,2 Grad Abweichung eine Ausnahme.



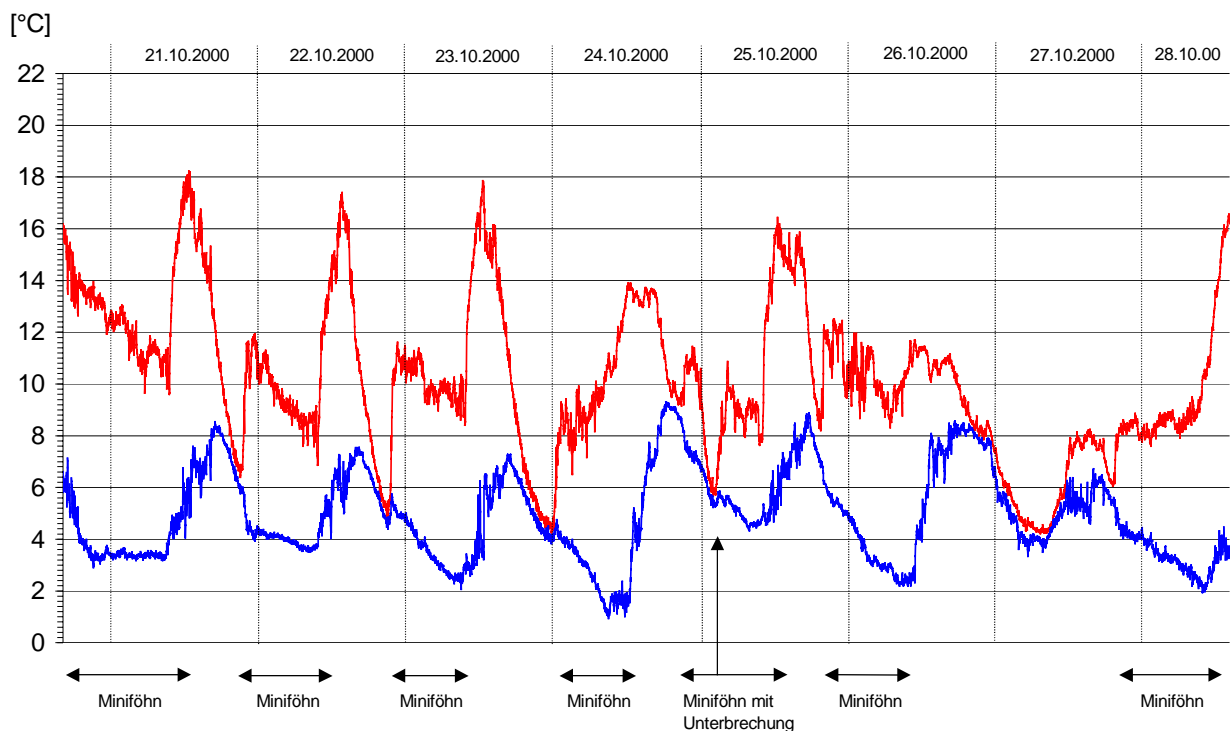
**Abb. 9.1:** Die Abweichungen der nach verschiedenen Methoden berechneten Mittelwerte vom wahren Monatsmittel (Station Mittenwald, Dezember 2000 bis Juni 2001)



**Abb. 9.2:** Die Tagesmittelwerte vom 21.10. bis 26.10.2000, berechnet nach den vier verschiedenen Berechnungsmethoden.

Bemerkenswert ist, daß die Mittelung  $(T_{\min}+T_{\max})/2$  im Januar eine Übereinstimmung mit dem wahren Mittel zeigt. Normalerweise sind mit dieser Methode die Abweichungen vom wahren Mittel deutlich positiv, da die Herbst- und Wintermonate gekennzeichnet sind durch eine späteinsetzende, aber rasche Temperaturzunahme und durch einen frühen und deutlichen Temperaturabfall. Außerdem zeigt der abfallende Ast der Temperaturkurve einen konkaven Verlauf, was zu einer zusätzlichen Überbewertung führen kann. Auch im Sommer sinkt die Temperatur vom Höchstwert oft rasch ab, was mit der im Alpenraum häufigen Konvektionsbewölkung am frühen Nachmittag erklärt werden kann. Diese Mittelungsmethode überbewertet also auch im Sommer das Temperaturmittel. Die geringsten Abweichungen weist die Methode  $(T_{00}+T_{06}+T_{12}+T_{18})/4$  auf, welche im untersuchten Zeitraum schwach negativ (weniger als 0,2 Grad) vom wahren Mittel abwichen. Untersuchungen zu dieser Mittelungsmethode wurden von Siogas nicht durchgeführt.

Berechnet man die Mittelwerte für einzelne Tage, können sich natürlich größere Abweichungen vom wahren Mittel ergeben. Die Anwendung der verschiedenen Mittelwertsmethoden auf die Tage 21.10. – 26.10.2000 ergab außerdem, daß trotz der scheinbar so regelmäßig ablaufenden lokalen Föhnaktivität (Föhnbeginn am späten Abend, Föhnende am Vormittag des Folgetages; Abb. 9.3) und des ungestörten Witterungscharakters (wolkenlose Strahlungstage, kaum Wolken) ein- und dieselbe Methode der Mittelwertsberechnung zu erheblichen Abweichungen beiderlei Vorzeichens vom wahren Mittel führen kann (Abb. 9.2).



**Abb. 9.3:** Verlauf von Temperatur und Taupunkt vom 20.10. bis 28.10.2000 (Station Mittenwald).

Die in Abb. 9.2 gezeigten Abweichungen können wie folgt erklärt werden: bei der  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ -Methode bestimmt maßgeblich der doppelt gezählte 21-Uhr-Termin die Abweichung. Am 21.10. hatte um diese Uhrzeit zwar bereits der Miniföhn eingesetzt, doch lag der Terminwert trotzdem um 1,5 Grad unter dem Tagesmittel. Am Folgetag lag er 1,1 Grad darüber, am 23. aber 5,8 Grad darunter, da an jenem Tag die Föhnströmung erst nach Mitternacht einsetzte. Am 24.10. war der 21-Uhr-Wert nur 0,7 Grad höher als das Tagesmittel, doch lag diesmal auch der 14-Uhr-Wert deutlich darüber, so daß die Abweichung vom wahren Tagesmittel +1,2 Grad erreichte. Einen Tag später betrug die Abweichung ebenfalls +1,2 Grad, am 26.10. dagegen -1,7 Grad, da an diesem Abend der Miniföhn ausblieb. Die starken negativen Abweichungen bei  $(T_7+T_{19}+T_{\min}+T_{\max})/4$  an den ersten drei Tagen sind auf die relativ niedrigen Minima-Werte zurückzuführen, die zudem zeitlich in der Nähe des 19-

Uhr-Termins lagen. Auch der 24.10. zeigte eine recht starke negative Abweichung, die jedoch auf das niedrige Minimum kurz nach Mitternacht zurückgeht. Dies ist auch der Grund für das um 1,4 Grad zu niedrige  $(T_{\min}+T_{\max})/2$  - Mittel, während an den beiden Vortagen die besonders hohen Maxima zu Abweichungen von +0,8 bzw. +0,9 Grad vom wahren Mittel führten. Relativ geringe Abweichungen zeigt auch hier wieder die  $(T_{00}+T_{06}+T_{12}+T_{18})/4$  - Methode, lediglich am 25.10. betrug die Abweichung -1,0 Grad, da an diesem Tag die 00-, 06- und 18-Uhr-Temperaturen im Vergleich zum Tagesgang der Temperatur recht niedrig waren.

## 9. 2 Temperaturmittelwertbildung mit Hilfe eines Regressionsmodells

### 9. 2. 1 Theoretische Grundlagen

Die Anwendung der Mittelwertmethoden auf den Zeitraum 21.10. – 26.10.2000 zeigt, daß selbst bei ungestörtem Witterungsverlauf (Strahlungstage, kaum Wolken, keine synoptischen Änderungen) erhebliche Abweichungen beiderlei Vorzeichens vom wahren Mittel auftreten können, je nachdem wann der Miniföhn ins Tal durchgreift. Daher wird im folgenden eine neue Methode der Temperaturmittelwertbildung vorgestellt, die zwar nur mit Minima- und Maximawerten arbeitet, jedoch im Vergleich zur gewöhnlichen Min-Max-Methode merklich geringere Abweichungen vom wahren Mittel aufweist. Es wurde Wert darauf gelegt, daß die neue Methode nur mit den Extremwerten auskommt, damit sie auch auf Zeitreihen anderer Stationen angewendet werden kann, die nur Minima und Maxima beinhalten. Der neuen Mittelungsmethode liegt die Idee zugrunde, daß nicht nur die Minima und Maxima eines Tages berücksichtigt werden, sondern auch das Minimum des folgenden Tages. Außerdem wird die Tageslänge berücksichtigt, wobei Tages- und Nachtzeiten unterschiedlich gewichtet werden. Hier wurde festgelegt, daß die Nachtzeit mit dem lokalen Sonnenuntergang beginnt. Die Formel für die Berechnung der Tagesmitteltemperatur lautet somit

$$T_m^i = C_i [T_{\min}^i + F_D (T_{\max}^i - T_{\min}^i)] + (1 - C_i) [T_{\min}^{i+1} + F_N (T_{\max}^i - T_{\min}^{i+1})] \quad (9.1)$$

mit  $C_i = \frac{t_{SU}}{24h}$  und  $t_{SU}$  als der Zeit des Sonnenuntergangs (in Stunden). In Gl. (9.1)

bedeuten:

- $T_m^i$  ..... Tagesmitteltemperatur
- $C_i$  ..... Dimensionsloser Koeffizient zur Berücksichtigung der Tages- und Nachtlänge
- $F_D$  ..... Tageszeitfaktor
- $F_N$  ..... Nachtzeitfaktor
- $T_{\min}^i$  ..... Minimumtemperatur des entsprechenden Tages
- $T_{\max}^i$  ..... Maximumtemperatur des entsprechenden Tages
- $T_{\min}^{i+1}$  ..... Minimumtemperatur des folgenden Tages

Die Koeffizienten  $F_D$  und  $F_N$  können wie folgt bestimmt werden. Nach der Methode der kleinsten Quadrate gilt:

$$\frac{\partial}{\partial F_k} \sum_{i=1}^{n-1} (T_m^i - T_w^i)^2 = 2 \cdot \sum_{i=1}^{n-1} \left[ (T_m^i - T_w^i) \cdot \frac{\partial T_m^i}{\partial F_k} \right] = 0 \quad (9.2)$$

mit  $k = D, N$  und  $i = 1, \dots, n-1$  sowie  $T_w^i$  als dem wahren Temperaturmittel

Setzt man Gl. (9.1) in Gl. (9.2) ein, so erhält man

$$\sum_{i=1}^{n-1} \left\{ [C_i T_{\min}^i + C_i F_D (T_{\max}^i - T_{\min}^i) + (1 - C_i) T_{\min}^{i+1} + (1 - C_i) F_N (T_{\max}^i - T_{\min}^{i+1}) - T_w^i] C_i (T_{\max}^i - T_{\min}^i) \right\} = 0 \quad (9.3)$$

bzw.

$$\sum_{i=1}^{n-1} \left\{ [C_i T_{\min}^i + C_i F_D (T_{\max}^i - T_{\min}^i) + (1 - C_i) T_{\min}^{i+1} + (1 - C_i) F_N (T_{\max}^i - T_{\min}^{i+1}) - T_w^i] (1 - C_i) (T_{\max}^i - T_{\min}^{i+1}) \right\} = 0 \quad (9.4)$$

Für die Koeffizienten  $F_D$  und  $F_N$  ergibt sich also

$$F_D = - \frac{\sum_{i=1}^{n-1} [C_i T_{\min}^i + (1 - C_i) T_{\min}^{i+1} - T_m^i] C_i (T_{\max}^i - T_{\min}^i)}{\sum_{i=1}^{n-1} C_i^2 (T_{\max}^i - T_{\min}^i)^2} - F_N \frac{\sum_{i=1}^{n-1} C_i (1 - C_i) (T_{\max}^i - T_{\min}^i) (T_{\max}^i - T_{\min}^{i+1})}{\sum_{i=1}^{n-1} C_i^2 (T_{\max}^i - T_{\min}^i)^2} \quad (9.5)$$

und

$$F_N = - \frac{\sum_{i=1}^{n-1} [C_i T_{\min}^i + (1 - C_i) T_{\min}^{i+1} - T_m^i] (1 - C_i) (T_{\max}^i - T_{\min}^i)}{\sum_{i=1}^{n-1} (1 - C_i)^2 (T_{\max}^i - T_{\min}^i)^2} - F_D \frac{\sum_{i=1}^{n-1} C_i (1 - C_i) (T_{\max}^i - T_{\min}^i) (T_{\max}^i - T_{\min}^{i+1})}{\sum_{i=1}^{n-1} (1 - C_i)^2 (T_{\max}^i - T_{\min}^i)^2} \quad (9.6)$$

Die Koeffizienten  $F_N$  und  $F_D$  können auch empirisch ermittelt werden. Setzt man  $C_i = 1$  und  $F_D = 0,5$ , dann geht Gl. (9.1) in die bekannte Formel für die Min-Max-Mittelbildung über:

$$T_m = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \quad (9.7)$$

Die allgemein bekannte Gl. (9.7) ist somit einen Spezialfall von Gl. (9.1).

Nun wird eine Gleichung für den Koeffizienten  $C_i$  hergeleitet. Hierfür geht man zunächst von der Gleichung für den Höhenwinkel  $h$  der Sonne aus:

$$\sin h = \sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \gamma \cdot \cos \delta \cdot \cos \varphi \quad (9.8)$$

mit  $\varphi$  als der geographischen Breite und  $\delta$  als der Deklination. Die Deklination als Winkel zwischen Sonnenhöchststand und Äquatorebene kann in guter Näherung durch

$$\delta = 23,4^\circ \cdot \sin \left[ 360^\circ \cdot \frac{(284 + i)}{365} \right] \quad (9.9)$$

angegeben werden, wobei  $i$  den Julianischen Tag bezeichnet. Der Stundenwinkel  $\gamma$  der Sonne hat seinen Nullpunkt bei Sonnenhöchststand und wird am Vormittag negativ und am Nachmittag positiv gezählt, wobei die wahre Ortszeit herangezogen wird. Da die Sonne pro Stunde  $15^\circ$  durchläuft, ergibt sich z.B. für 9 Uhr ein Stundenwinkel von  $\gamma = -45^\circ$  und für 17

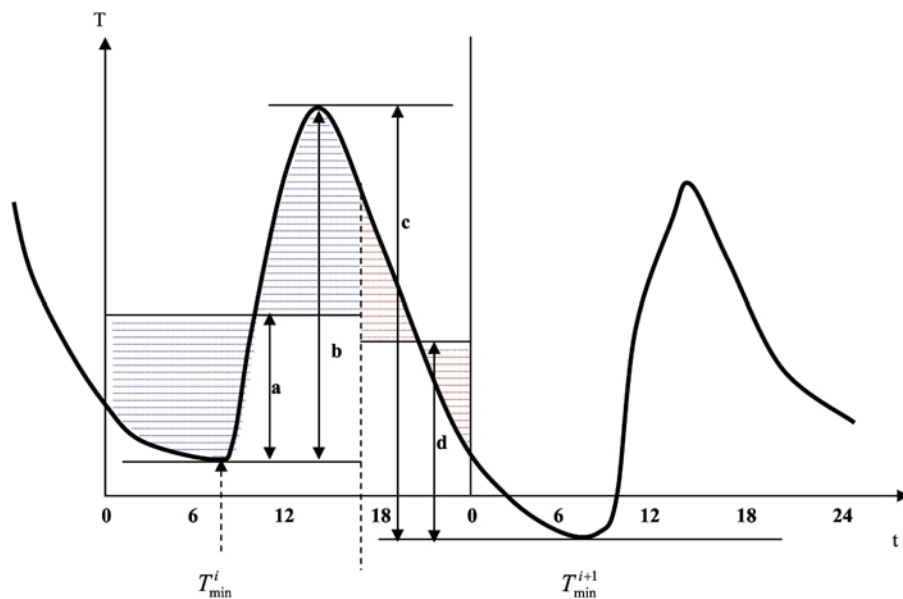


Uhr ein Stundenwinkel von  $\gamma = +75^\circ$ . Für den Zeitpunkt des Sonnenuntergangs gilt  $\sin h = 0$ . Setzt man dies in Gl. (9.8) ein und löst nach  $\gamma$  auf, so erhält man:

$$\gamma = \arccos(-\tan \delta \cdot \tan \varphi) \quad (9.10)$$

Dividiert man Gl. (9.10) noch durch die Winkelgeschwindigkeit der Erde,  $\Omega_{\text{Erde}}$ , so erhält man die halbe Tageslänge. Für den Zeitpunkt des Sonnenuntergangs gilt  $t_{\text{SU}} = 12h + \frac{\gamma}{15}$  (hier ist  $h$  nicht mehr der Stundenwinkel, sondern auf die Uhrzeit bezogen). Dividiert man diese Gleichung durch 24 h, dann erhält man die Gleichung für den Koeffizienten  $C_i$ :

$$C_i = 0,5 + \frac{\arccos(-\tan \delta \cdot \tan \varphi)}{24h \cdot \Omega_{\text{Erde}}} \quad (9.11)$$

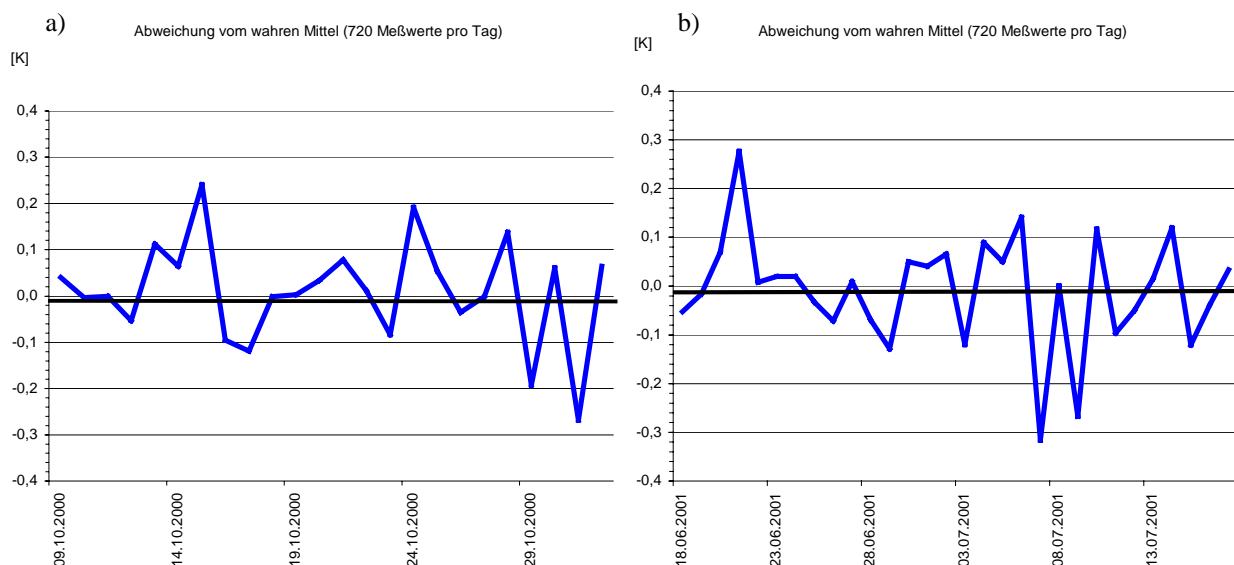


**Abb. 9.4:** Graphische Darstellung der neuen Mittelungsmethode. Die schraffierten Flächen sind jeweils gleich groß. Auf der Abszisse ist die Zeit im 6-Stunden-Intervall aufgetragen; die Ordinate gibt die Temperatur an.

Diese Methode wurde zunächst mit Hilfe der Innsbrucker Temperaturzeitreihe von 1992 – 2000 getestet, da für diesen Zeitraum elektronisch gespeicherte Daten von Minima und Maxima sowie stündliche Mittelwerte vorliegen, aus denen das wahre Tagesmittel berechnet wurde. Des weiteren wurde das Tagesmittel nach der alten Min-Max-Methode bestimmt. Die Ergebnisse beider Methoden wurden zusätzlich über 90 Tage gemittelt, um die Kurven zu glätten. Erwartungsgemäß liegt das mit der  $(T_{\text{min}} + T_{\text{max}})/2$ -Methode errechnete Tagesmittel (Mittlung über 90 Tage) stets über dem wahren Mittel, wobei die Abweichungen zwischen +0,5 und +1,2 Grad variierten. Die höheren Abweichungen treten tendenziell im Winter auf. Dies gilt prinzipiell auch für die Anwendung des neuen Algorithmus, doch überschritten die Abweichungen nicht mehr als +0,4 Grad. Dagegen wird im Sommer das wahre Mittel unterschätzt; die stärksten gefundenen negativen Abweichungen betragen -0,4 Grad. Die Graphen der beiden Methoden weisen natürlich große Ähnlichkeit auf, doch liegen die nach der neuen Methode berechneten Mittelwerte um etwa 0,8 Grad tiefer als die Werte der herkömmlichen Methode und damit deutlich näher am wahren Mittel. Temperaturschwankungen dieser Größenordnung werden auch im Rahmen der Themenkomplexes „Klimaänderungen“ diskutiert. Der Wechsel von einer Temperaturmittlungsart zur anderen innerhalb einer Zeitreihe kann also durchaus Klimaschwankungen vortäuschen.

## 9. 2. 2 Anwendung auf die Mittenwalder Temperaturreihe der 1. Meßkampagne

Im folgenden wird das Regressionsmodells auf die Mittenwalder Datenreihe angewendet, die während der ersten Meßkampagne (Ende September 2000 bis Mitte Juli 2001) gewonnen wurde. Mittels der im Abschnitt 9.2.1 vorgestellten Berechnungsvorschrift wurde für die Mittenwalder Reihe ein Tageskoeffizient von  $F_D = 0,45$  und ein Nachtkoeffizient von  $F_N = 0,59$  bestimmt. Da zudem für diese Reihe Daten mit einer zeitlichen Auflösung von 2 Minuten vorliegen, wurde anhand zweier Stichproben getestet, welche Abweichungen sich ergeben, wenn statt der 720 Meßdaten pro Tag lediglich die Werte zur vollen Stunde verwendet werden. Im Zeitraum 19.10. – 1.11.2000 betrug die Abweichung im Mittel nur +0,01 K und die Standardabweichung 0,11 K. Die betragsmäßig maximalen Abweichungen betrugen +0,24 K bzw. -0,27 K (Abb. 9.5a). Ähnliche Resultate lieferte die Stichprobe im Sommer (18.6. bis 17.7.2001, Abb. 9.5b) mit -0,01 K Abweichung (Mittelwert) und 0,12 K Standardabweichung. Die maximale Abweichung lag bei -0,32 K.



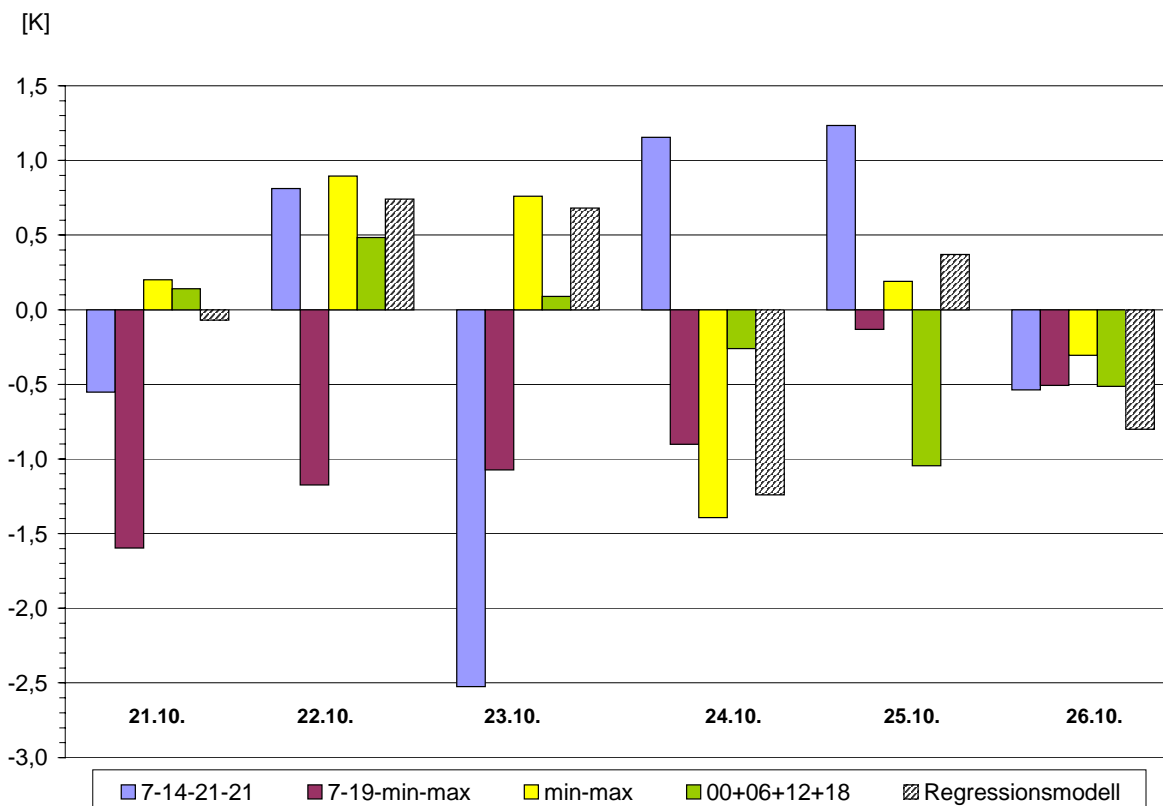
**Abb. 9.5:** Die Abweichung vom wahren Mittel (hier gegeben durch 720 Tage Werte pro Tag), falls nur Temperaturwerte zur vollen Stunde für die Mittelwertsbildung herangezogen werden. (a) Stichprobe 19.11. – 1.11.2001, (b) Stichprobe 18.6. – 17.7.2001.

Da keine mehrjährigen zeitlich hochaufgelösten Daten für Mittenwald zur Verfügung stehen, ist eine statistische Absicherung der Ergebnisse nicht möglich. In den Monaten Dezember, Januar und Juni erbrachte die Regressionsmethode geringfügig stärkere Abweichungen vom wahren Mittel als die  $(T_{\min}-T_{\max})/2$ -Methode, in den anderen Monaten fielen die Abweichungen geringer aus. Doch auch gegen die drei anderen Mittelungsarten  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ ,  $(T_7+T_{19}+T_{\min}+T_{\max})/4$  und  $(T_{00}+T_{06}+T_{12}+T_{18})/4$  ergaben sich keine signifikanten Verschlechterungen der Resultate (Abb. 9.7), obwohl diese Methoden mit vier Werten pro Tag arbeiten. Zieht man einen Vergleich der fünf Mittelungsarten auf die Miniföhnperiode 21.10. – 26.10.2000, so zeigt sich, daß die Regressionsmethode gegenüber der  $(T_{\min}-T_{\max})/2$ -Methode eine geringfügige Verbesserung für die ersten vier Tage brachte (Tab. 9.1). Interessant ist zudem, daß das Regressionsmodell teilweise deutliche Verbesserungen gegenüber der gewöhnlichen  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ - und  $(T_7+T_{19}+T_{\min}+T_{\max})/4$ -Methode erzielen konnte. So ergaben sich für den 21.10. eine Abweichung von -0,55 K mit der  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ -Methode und sogar -1,60 K mit der  $(T_7+T_{19}+T_{\min}+T_{\max})/4$ -Mittelung, während das Regressionsmodell eine Abweichung von lediglich -0,07 K bewirkte. Auch an den Folgetagen gab es teilweise eklatante Unterschiede, so etwa für den 23.10., dessen Tagesmittel die  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ -Methode um 2,53 K zu niedrig berechnete. Dagegen errechnete das Regressionsmodell eine

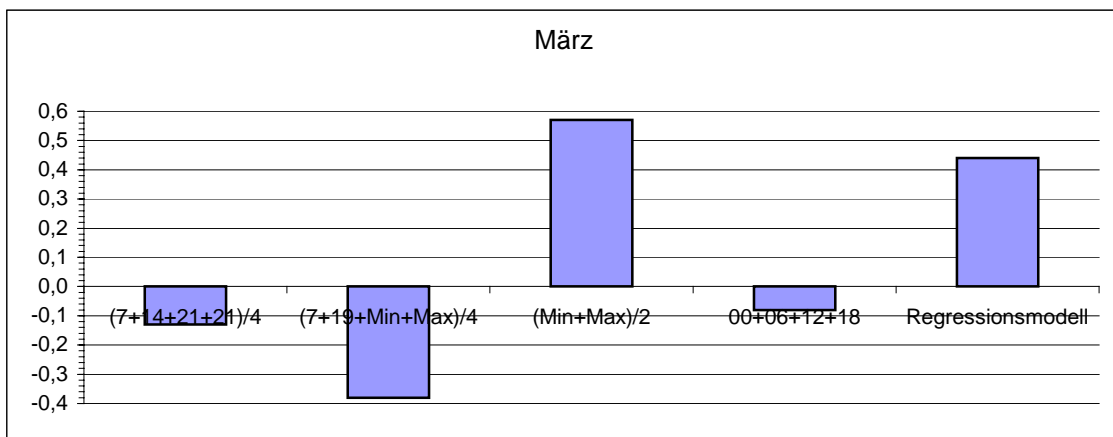
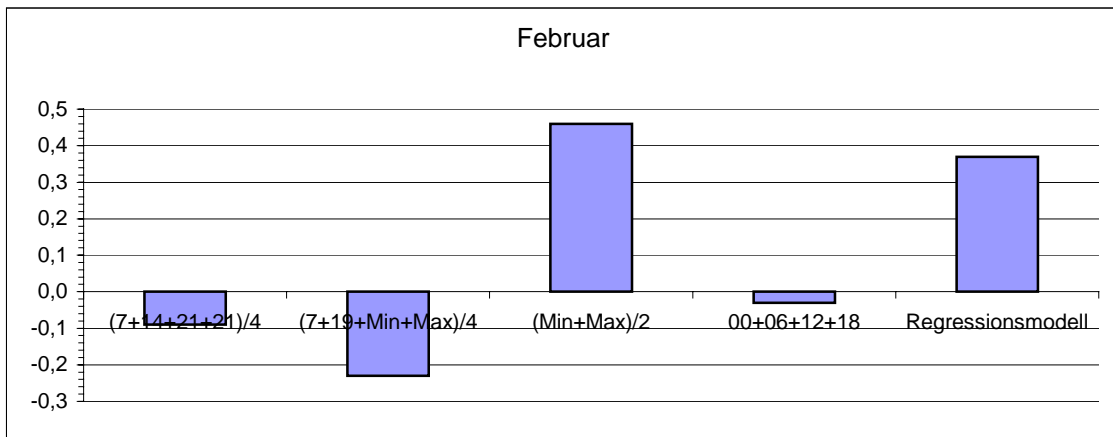
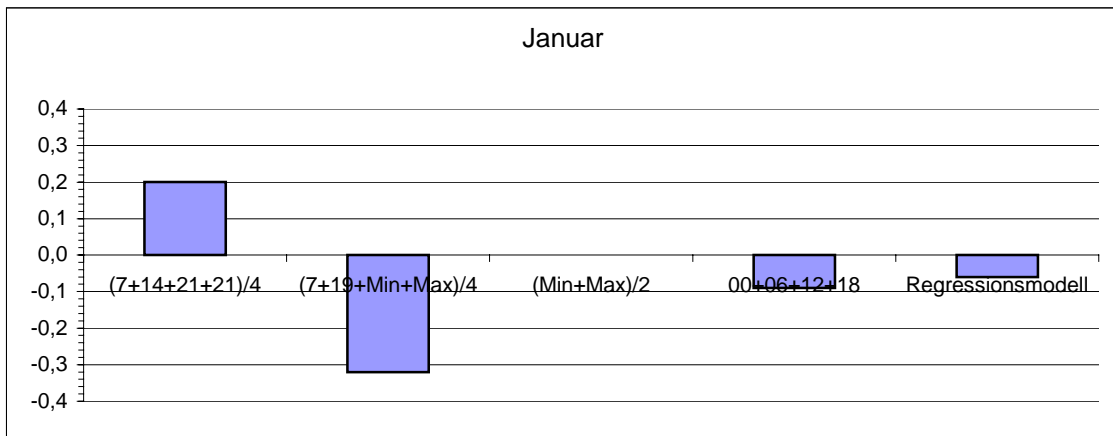
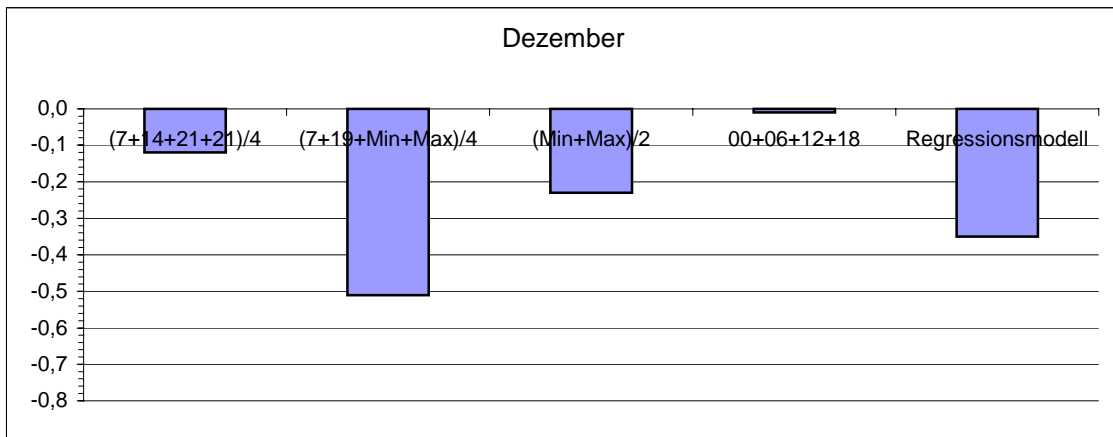
Abweichung von lediglich +0,68 K (Tab. 9.1, Abb. 9.6). Bezogen auf den gesamten 6-Tage-Zeitraum erzielte das Regressionsmodell mit -0,06 K die geringste Abweichung, dicht gefolgt vom  $(T_{\min}-T_{\max})/2$ - und  $(T_7+T_{14}+T_{21}+T_{21})/4$ -Modell mit +0,07 K bzw. -0,08 K. Mit einer Abweichung von -1,08 K schnitt die  $(T_7+T_{19}+T_{\min}+T_{\max})/4$ -Mittelung mit Abstand am schlechtesten ab (Tab. 9.1). Hierbei sei aber nochmals betont, daß das Ergebnis durch einen Stichprobeneffekt zustandekam und nicht repräsentativ für längere Zeiträume sein muß. Langfristig betrachtet dürfte die  $(T_{00}+T_{06}+T_{12}+T_{18})/4$ -Mittelung dem wahren Mittel am nächsten kommen. Auf der anderen Seite sind auch beim Regressionsmodell Verfeinerungen denkbar, indem beispielsweise das in Gl. (9.1) enthaltene Minimum des Folgetages,  $T_{\min}^{i+1}$ , nur das Minimum des Folgetages bis zum Morgen (z.B. 6 Uhr) berücksichtigt, nicht aber das Minimum des gesamten Tages (welches ja auch erst am späten Abend eintreten könnte, siehe das Beispiel vom 23.10.2000 in Abb. 9.3).

Abweichung	7-14-21-21	7-19-min-max	min-max	00+06+12+18	Regressionsmodell
21.10.	-0,55	-1,6	0,2	0,14	-0,07
22.10.	0,81	-1,17	0,9	0,48	0,74
23.10.	-2,53	-1,07	0,76	0,09	0,68
24.10.	1,16	-0,9	-1,39	-0,26	-1,24
25.10.	1,24	-0,13	0,19	-1,04	0,37
26.10.	-0,54	-0,51	-0,31	-0,51	-0,8
<b>Mittel</b>	<b>-0,08</b>	<b>-1,08</b>	<b>0,07</b>	<b>-0,22</b>	<b>-0,06</b>

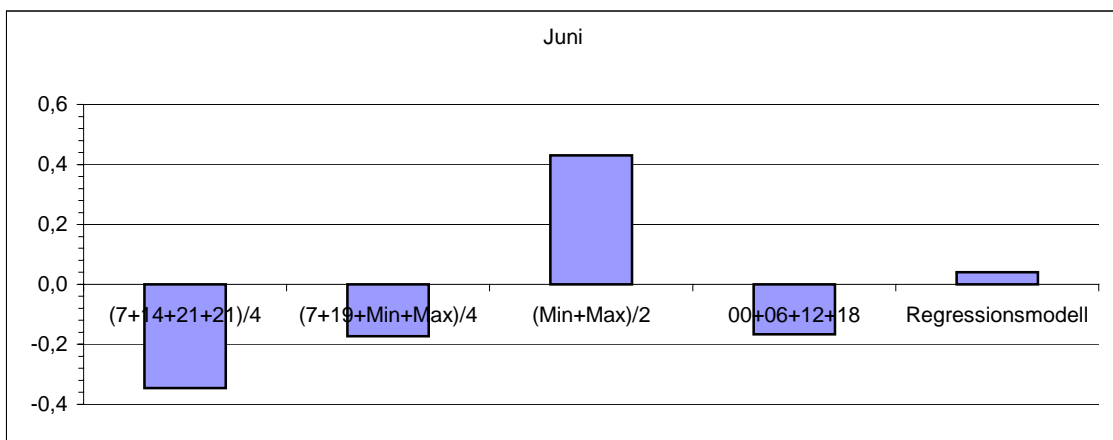
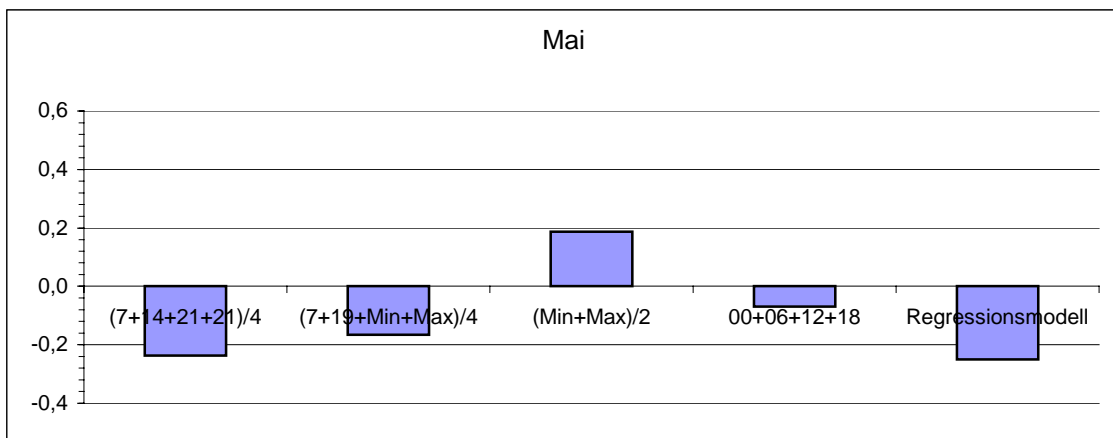
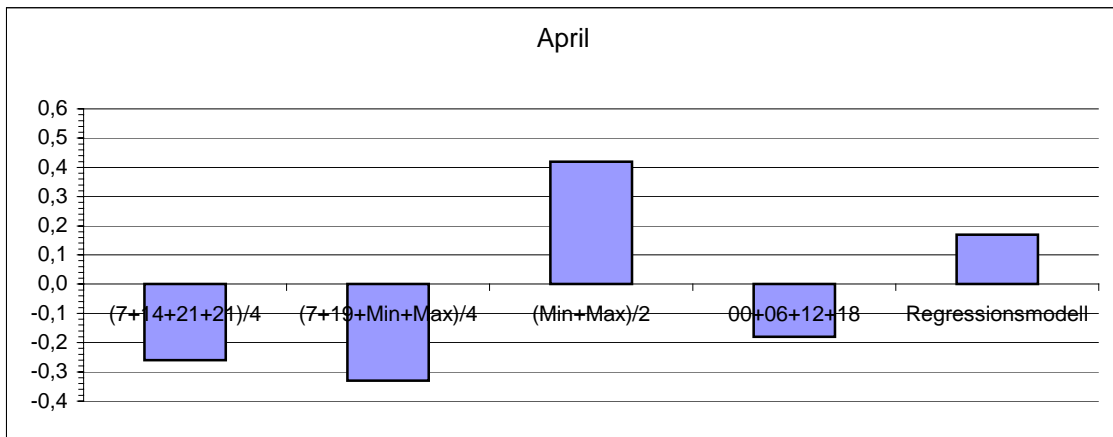
**Tab. 9.1:** Vergleich der Abweichungen vom wahren Tagesmittel der Temperatur während der Miniföhnperiode 21.10. – 26.10.2000, bezogen auf die fünf verschiedenen Mittelungsmethoden.



**Abb. 9.6:** Graphische Darstellung der Werte von Tab. 9.2 als Ergänzung zu Abb. 9.2.



**Abb. 9.7:** Abweichungen vom wahren Temperaturmittel in [°], bezogen auf Dez. 2000 – März 2001.



**Abb. 9.7 (Fortsetzung):** Abweichungen vom wahren Temperaturmittel in [°], bezogen auf die Monate April 2001 – Juni 2001.

## 10. Zusammenfassung

Die wichtigsten Ergebnisse der vorliegenden Dissertation können wie folgt zusammengefaßt werden:

1. Der nächtliche Temperaturunterschied zwischen dem Seefelder Plateau und der wärmeren freien Talatmosphäre über Mittenwald in gleicher Höhe bewirkt eine nach Norden gerichtete Druckgradientkraft, die als Antrieb für die starken Talauswinde im Leutaschtal und dem Tal zwischen Seefeld und Scharnitz wirkt. Die oberen Schichten des Leutascher Talauswindes treten als lokale Föhnströmung bei Mittenwald in Erscheinung (siehe Punkt 3).

2. Die kräftigen Bodenwinde der Talwindströmung setzen abrupt ab den Talengen bei Ahrn (Leutaschtal) und Scharnitz (Isartal) ein, während im Luv der seitlichen Verengungen die Strömung in Bodennähe offensichtlich blockiert bleibt. Stromabwärts nehmen in der Regel sowohl die Windgeschwindigkeit als auch die Temperatur sukzessive zu und erreichen ein lokales Maximum im nördlichen Leutaschtal und im Talkessel bei Mittenwald. Mit der Windzunahme nimmt auch die bodennahe Temperatur deutlich zu, was auf verstärkte Durchmischung der Talatmosphäre zurückgeführt werden kann.

3. Am Südrand von Mittenwald vereinigen sich beide Strömungen wieder, wobei jener von Scharnitz kommende Strömungsast kälter ist. Die oberen Schichten der Leutascher Strömung fließen über den Mittelgebirgsrücken im Bereich der Ederkanzel nach Mittenwald hinunter und stellen die eigentliche Miniföhnströmung dar, die zu einem deutlichen Temperaturanstieg und Rückgang der relativen Luftfeuchtigkeit im Tal führt, da potentiell wärmere Luftmassen aus größerer Höhe ins Tal geführt werden. Ist hingegen die Talatmosphäre gut durchmischt, lassen sich kaum Temperaturdifferenzen zwischen den Strömungsästen finden.

4. Miniföhn tritt meistens nur in klaren Nächten auf, insbesondere im Winterhalbjahr, da dann der Temperaturunterschied zwischen dem Seefelder Plateau und der Talatmosphäre besonders stark ausgeprägt ist. Im Sommer weht Miniföhn auch in klaren Nächten nur gelegentlich; bei großräumiger Anströmung aus dem Südsektor kann Miniföhn auch in bewölkten Nächten und tagsüber vorkommen. In vielen Fällen bedeutete dies das Vorstadium eines hochreichenden Föhns.

5. Auf dem Ederkanzel-Bergrücken bewirkt das Einsetzen des üblicherweise in den späten Abendstunden auftretenden Miniföhns kurzzeitige Temperaturschwankungen, doch sinkt die Temperatur im Verlauf der Nacht sukzessive weiter ab. Dagegen bewirkt der Miniföhndurchbruch im Tal einen deutlichen Temperaturanstieg binnen weniger Minuten um mehrere Grad, was mit der Erodierung des seichten Kaltluftsees erklärt werden kann, der sich vor Miniföhnbeginn im Tal gebildet hat. War hingegen die Atmosphäre vor Einsetzen des Miniföhns bereits durchmischt, so bewirkt dieser keinen merklichen Temperaturanstieg. Das Durchgreifen von hochreichendem Föhn ist dagegen nicht nur im Tal, sondern auf dem Bergrücken der Ederkanzel mit einem deutlichen Anstieg der Temperatur verbunden. Hochreichender Föhn bewirkt zudem stets für die entsprechende Jahreszeit zu hohe Temperaturen, was bei Miniföhn oftmals nicht der Fall ist.

6. Während der Miniföhnperioden verbleibt Mittenwald um etwa 1,5 – 2 Grad potentiell wärmer als das Niveau des Ederkanzel-Bergrückens, da die aus dem Leutaschtal fließende Kaltluft stabil geschichtet ist. Die nach Mittenwald strömenden Luftmassen kommen aus einem Niveau oberhalb der Ederkanzel, so daß die potentielle Temperatur dieser Luftmassen höher als die potentielle Temperatur im Ederkanzel-Niveau ist. Bei hochreichendem Föhn ist diese stabile Schichtung üblicherweise nicht gegeben, so daß dann zwischen Mittenwald und der Ederkanzel praktisch kein Unterschied in der potentiellen Temperatur besteht, d.h. die Schichtung zwischen Mittenwald und Ederkanzel ist adiabatisch.

7. Die Miniföhnströmung kann auf dem Ederkanzel-Bergkamm sowohl einen Anstieg als auch einen Rückgang der relativen Luftfeuchtigkeit bewirken, welche aber fast immer im Bereich zwischen 90 und 100% verbleibt. Bei hochreichendem Föhn sinkt die relative Feuchte dagegen auf unter 50 % ab. In Mittenwald sind dagegen beide Föhnarten mit einem deutlichen Rückgang der relativen Luftfeuchtigkeit auf 60 – 70 % bei Miniföhn und deutlich unter 50 % bei hochreichendem Föhn verbunden.

8. Sowohl Miniföhn als auch hochreichender Föhn fließen durch das Leutaschtal, so daß auf der Ederkanzel kein Unterschied bzgl. der mittleren Windrichtung festgestellt werden kann (jeweils 205°), doch sind bei hochreichendem Föhn die Richtungsschwankungen im allgemeinen etwas ausgeprägter. In Mittenwald weist der Strömungsast des Miniföhns zufolge der Diffluenz der Strömung eine stärkere Westkomponente auf, so daß dort der Miniföhn im Mittel aus 240° kommt. Bei hochreichendem Föhn werden auch andere Bodenwindrichtungen beobachtet (insbesondere auch Nord), was vermutlich durch Wirbelbildung an umliegenden Bäumen und Häusern verursacht wird.

9. Windgeschwindigkeiten sind bei hochreichendem Föhn um etwa den Faktor 2 – 3 höher als bei Miniföhn. Die bei Miniföhn gemessenen bodennahen Windgeschwindigkeiten erreichten trotz der erheblichen Beeinträchtigung der Messung durch umliegende Hindernisse Werte bis  $7 \text{ ms}^{-1}$ , bezogen auf ein zweiminütiges Mittelungsintervall.

10. Die durch Miniföhn ausgelösten Druckänderungen haben so kleine Amplituden, daß sie von synoptischskaligen Schwankungen meistens überlagert werden. Hochreichender Föhn ist dagegen mit einem scharfen Luftdruckabfall verbunden. Letzteres Ergebnis ist bereits aus vielen anderen alpinen Föhnorten bekannt und hat einerseits mit der Annäherung des Tiefdruckgebietes aus Westen, andererseits mit der Überströmung der Alpen selbst zu tun.

11. Das Überströmen der oberen Schichten der Leutaschtalströmung über den Bergrücken am Nordrand des Tales regt trotz der geringen Halbwertsbreite des Rückens sich vertikal ausbreitende Schwerewellen im Lee des Berges an, womit im Bereich der absinkenden Isentropen ein lokales Druckminimum am Boden verbunden ist. Dieses bewirkt einen bodennahen Nordwind, der häufig vor Miniföhndurchbruch in Mittenwald beobachtet werden kann.

12. Auch das Ende der Miniföhnphase (üblicherweise in den Morgenstunden) wird von einer bodennahen Nordströmung begleitet, die manchmal bis zum Süden Mittenwald durchgreift, in der Regel aber auf den Nordrand des Ortes beschränkt bleibt. Die bodennahe kalte Gegenströmung führt zu einem Abheben der wesentlich wärmeren Miniföhnluft und wird verursacht durch den Temperaturogengesatz zwischen dem Talkessel bei Mittenwald und dem Talbecken bei Krün, einige Kilometer nördlich von Mittenwald gelegen. Da die Gegend um Krün frei von Miniföhn verbleibt, kann dort die nächtliche Abkühlung ungestört vonstatten gehen. Dies generiert eine Druckgradientkraft, die nach Mittenwald gerichtet ist. Folglich tritt zwischen Krün und Mittenwald während der Miniföhnphasen nächtlicher Taleinwind auf, während in Nächten ohne Miniföhn Talauswind in Krün beobachtet wird.

13. Das nordwestlich von Mittenwald gelegene Buckelwiesenplateau wird von der relativ seichten Miniföhnströmung nicht erreicht, doch sind nachts schwache Südwinde und Westnordwestwinde vorherrschend, wobei letztere offensichtlich dem Talauswind des Kankertales entsprechen. Dagegen beeinflusst hochreichender Föhn deutlich das bodennahe Wind- und Temperaturfeld, d. h. bei Föhndurchbruch nehmen Temperatur und Wind sprunghaft zu.

14. Bei hochreichendem Föhn können im Mittenwalder Talbecken sehr hohe Windgeschwindigkeiten vorkommen, die auf starke Schwerewellenbildung im Lee des Karwendelgebirges zurückzuführen sind. Vergleiche der potentiellen Temperaturen lassen den Schluß zu, daß die aus dem Wipptal kommende Föhnströmung über das Karwendelgebirge weiter nach Norden weht und im Lee der Mittenwalder Karwendelberge aufgrund der schwerewellenbedingten Druckstörung ins Tal beschleunigt wird.



15. Generell begünstigt großräumiges Anströmen aus dem Südsektor die Entwicklung von Miniföhn, Winde aus dem Nordsektor wirken dem entgegen. Entscheidend ist jedoch die Windrichtung ungefähr im 850-hPa-Niveau. Die großräumige Strömung in größeren Höhen (etwa oberhalb dem 800-hPa-Niveau) ist für die Talwindströmung nur von sekundärer Bedeutung.

16. Die in einem Zeitraum von dreieinhalb Jahren gewonnenen Beobachtungen belegen, daß die 700-hPa-Windrichtung dennoch gut mit der Miniföhnaktivität korreliert ist. Mit der Hilfe der „objektiven Wetterlagenklassifikation“ kann gezeigt werden, daß Wetterlagen mit vorherrschenden Winden aus dem Südwest- und Südostsektor die größte Miniföhnhäufigkeit aufweisen, dicht gefolgt von gradientschwachen Wetterlagen ohne vorherrschende Windrichtung im 700-hPa-Niveau. Bei den Sektoren Nordwest und Nordost zeigt sich dagegen eine relativ geringe Neigung zu Miniföhn.

17. Die Föhnwirksamkeit sämtlicher Wetterlagen ist im Winter markant höher als im Sommer, was mit der unter Punkt 2 genannten verstärkten Kaltluftbildung auf dem Seefelder Plateau im Winter erklärt werden kann. Hingegen tritt bei Westwetterlagen relativ selten Miniföhn auf, weil in diesen Fällen der Westwind auch ins Seefelder Plateau durchgreift und dann aufgrund der vertikalen Durchmischung die Ausbildung eines nächtlichen Kaltluftsees verhindert wird.

18. Das Vorhandensein von Kaltluft in der Talatmosphäre scheint keinen entscheidenden Einfluß auf die Ausbildung der Miniföhnströmung zu nehmen. Umgekehrt kann bei Warmluft in der Talatmosphäre und Nord- bzw. Ostanströmung im 850-hPa-Niveau der Miniföhn ausbleiben.

19. Vergleiche der Windgeschwindigkeiten im Tal und auf dem Karwendel deuten darauf hin, daß während Miniföhnaktivität bodennah selbst im Stundenmittel beträchtlich höhere Windgeschwindigkeiten auftreten als auf dem benachbarten Karwendel in ca. 2400 m Höhe.

20. Im Isartal reicht die bei Miniföhn auftretende starke südliche Bodenströmung nur bis zum nördlichen Ortsrand Mittenwalds. Dort hebt die Strömung ab und wird durch bodennahe, aus Norden kommende Kaltluft ersetzt, die aus dem Talbecken bei Krün in Richtung Mittenwald strömt. In den Morgenstunden kann die Kaltluft gelegentlich auch bis zum Südrand Mittenwald vorstoßen und die gesamte Miniföhnströmung abheben.

21. Die häufig zu beobachtende Beschleunigung der Föhnströmung in die Region um den Kochelsee am Alpennordrand läßt sich auf vertikal ausbreitende Schwerewellen zurückführen, die durch das unmittelbar südlich des Sees gelegene Bergmassiv angeregt werden. Dagegen findet man am benachbarten Walchensee kaum nennenswerte Bodenwindgeschwindigkeiten während Südföhn, da es südlich des Sees kein Gebirge gibt, die Schwerewellen anregen könnten. Umgekehrt tritt dort aber regelmäßig eine starke Paßströmung aus Norden auf, die besonders dann intensiv ist, wenn über dem angrenzenden Alpenvorland im Bereich des Kochelsees tagsüber Hochnebel und relativ niedrige Temperaturen herrschen, während das Talbecken des Walchensees wolkenfrei, sonnenbeschienen und somit wärmer verbleibt. Diese Situation ist typisch für Hochdrucklagen im Herbst und generiert hydrostatisch eine Druckgradientkraft, die die Paßströmung antreibt. Mit ihr gelangt der Hochnebel in das Walchenseer Talbecken, der sich aber meistens bereits am Nordrand des Sees wieder auflöst, da die Strömung beim Hinabfließen diffluent wird.

22. Im mittleren Abschnitt des Isartales westlich der Reißbachtalmündung kann Südföhn als bodennaher Nordostwind auftreten, östlich davon als West- bis Nordwestwind. Ursache hierfür ist die aus dem Reißbachtal kommende Föhnströmung, die sich an der Mündung ins Isartal nach Westen und Osten verzweigt. Bei starkem Südföhn kann offensichtlich auch aus dem benachbarten und zum Reißbachtal ungefähr parallel verlaufenden Dürrachtal die Föhn-

strömung kommen, wobei sich diese wiederum am Talausgang verzweigt und bodennahen Nordostwind im Isartal bewirkt.

23. Die thermische Zirkulation zwischen dem Alpenvorland und dem oberen Isartal erfolgt hauptsächlich entlang der Achse oberes Isartal – Walchenseebecken – Kesselbergpaß. Im mittleren Abschnitt des Isartales ist das Talwindssystem dagegen relativ schwach ausgeprägt. Dabei tritt östlich der Rißtalmündung westlicher Talauswind und westlich der Talmündung östlicher Talauswind auf, so daß sich eine Divergenz in der Nähe der Mündung ergibt, wo auch der nordwärtsgerichtete Talauswind des Rißtales in Erscheinung tritt. Während der Taleinwindphase gibt es im Bereich der Rißtalmündung dagegen eine Konvergenz, verursacht durch nordwestlichen Taleinwind westlich der Mündung und östlichen Wind östlich davon. Der nordwestliche Taleinwind wird offensichtlich vom Taleinwind im Bereich des Walchenseebeckens gespeist, wobei die oberen Schichten der Strömung über den flachen Berg Rücken südlich des Walchensees in den westlichen Abschnitt des mittleren Isartales hinabfließen.

## Anhang: Numerische Simulationen mit dem MM5-Modell

Um einen tieferen Einblick in die Dynamik und Thermodynamik des Miniföhns und der Talwindströmung im Isar- und Leutaschtal zu gewinnen, wurden in den Arbeiten von Hornsteiner und Zängl (2004a,b,c) sowohl idealisierte als auch realistische numerische Simulationen mit dem nicht-hydrostatischen mesoskaligen MM5-Modell (Version 3) durchgeführt, die zum Teil auf früheren Arbeiten und Vorarbeiten von G. Zängl basieren. Das an der Pennsylvania State University (PSU) und am National Center for Atmospheric Research (NCAR) entwickelte MM5-Modell benutzt ein geländefolgendes Sigma-Koordinatensystem, welches auf einem zeitlich und räumlich konstanten Referenzzustand basiert. Mehr Details zum Modell können in (Grell et al., 1995) nachgelesen werden.

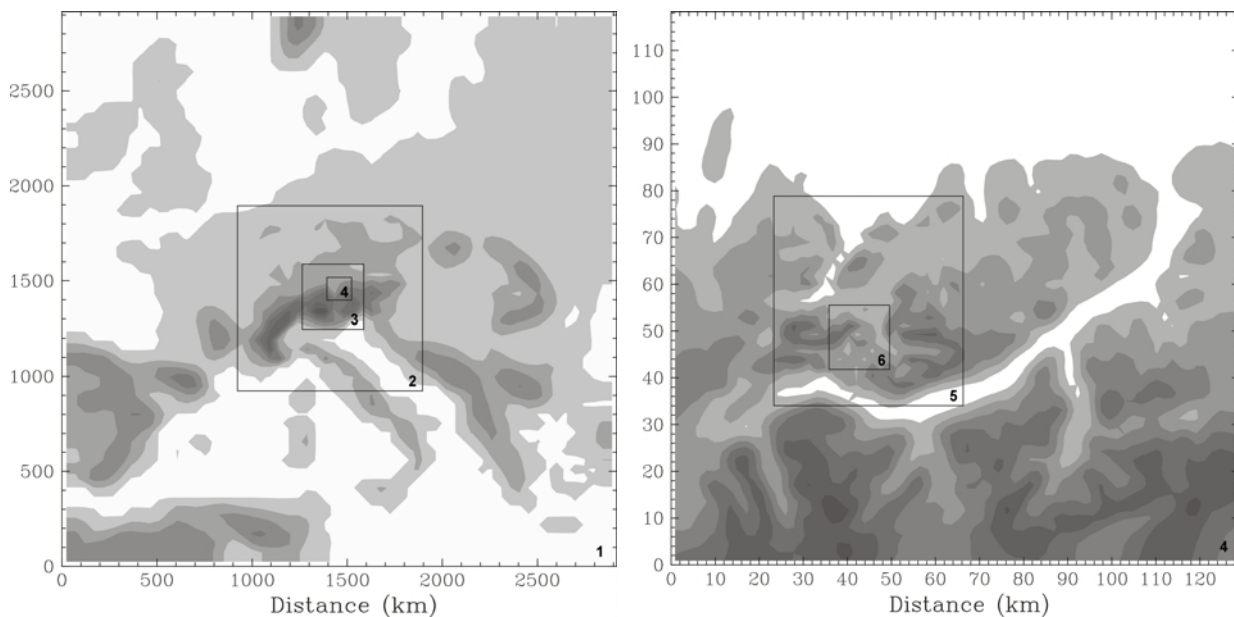
Die für die Miniföhnsimulationen benutzte Modellkonfiguration verwendet sechs interaktiv genestete Modellgebiete mit einer horizontalen Auflösung von 48,6 km, 16,2 km, 5,4 km, 1,8 km, 600 m und 200 m (Tab. A 1). Das äußerste Integrationsgebiet deckt auf einer Fläche von 3000 km × 3000 km den größten Teil Europas ab, so daß die seitlichen Modellberandungen so weit vom eigentlich interessierenden Modellgebiet entfernt sind, daß deren störende Einflüsse vernachlässigt werden können. Das Zentrum des größten Modellgebiets befindet sich bei 47,5° N, 11,5° E, was der Lage der Bayerischen Alpen entspricht (Abb. A 1). Das zweite Modellgebiet umfaßt den kompletten Alpenbereich und erlaubt eine genügend hohe Auflösung, um die mesoskaligen Strukturen der Strömungen um und über die Alpen zu erfassen. Domain 6 deckt die Region des Leutasch- und oberen Isartales ab (Abb. A 1).

Domain	Anzahl der Gitterpunkte	seitliche Abmessungen	horizontale Auflösung
1	61 x 61	2916 km x 2916 km	48,6 km
2	61 x 61	972 km x 972 km	16,2 km
3	64 x 61	340,2 x 324 km	5,4 km
4	67 x 73	118,8 km x 129,6 km	1,8 km
5	76 x 73	45 x 43,2 km	600 m
6	70 x 70	13,8 km x 13,8 km	200 m

**Tab. A 1:** Die 6 Integrationsgebiete, die für die Miniföhnsimulationen verwendet wurden. In der Spalte „Anzahl der Gitterpunkte“ gibt die erste Zahl die Anzahl der Gitterpunkte in Nord-Süd-Richtung und die zweite Zahl die Anzahl der Gitterpunkte in Ost-West-Richtung an.

Die Modelltopographie wurde aus Terraindaten mit einer horizontalen Auflösung von 5' (Domain 1 – 2), 30" (Domain 3 – 4) und 1" (Domain 5 – 6) interpoliert. Die Rauigkeitslänge sowie die Bodenfeuchte und Albedo wurden als Funktion der Landuse-Daten implementiert, wobei die neuere 24-Stufen-Kategorie des US Geological Survey (USGS) zugrundegelegt wurde. In der Vertikalen wurden 40 Voll-Sigma-Flächen verwendet (darunter 12 unterhalb 1 km), was 39 Halb-Sigma-Flächen entspricht, auf denen alle Variablen mit Ausnahme des Vertikalwindes gerechnet werden. Die niedrigste Halb-Sigma-Fläche ( $\sigma = 0,999$ ) liegt 8 m über Grund und wird im folgenden als Bodenniveau bezeichnet. Die vertikale Auflösung reicht von 30 m in Oberflächennähe bis 800 m am Modelloberrand, der auf 100 hPa festgelegt wurde. In den idealisierten Simulationen wird angenommen, daß großräumig keine Anströmung herrscht, entsprechend wurde der horizontale Druck- und Temperaturgradient gleich Null gesetzt. Dies erlaubt es, die ungestörte Entwicklung des Talwindsystems im Isar- und Leutaschtal zu untersuchen. In der Vertikalen wurde eine stabile Schichtung vorgegeben, deren Stabilität allmählich von  $-4,5 \text{ K km}^{-1}$  in der unteren Troposphäre auf  $-7,5 \text{ K km}^{-1}$  in der oberen Troposphäre abnimmt. Die Temperatur in Meereshöhe wurde auf  $5^\circ\text{C}$  festgelegt, während oberhalb 250 hPa eine isotherme Stratosphäre angenommen wurde. Zudem

wurde eine ziemlich niedrige relative Luftfeuchtigkeit mit Werten zwischen 45% in Meereshöhe und 20% oberhalb 700 hPa gewählt. Die Modellsimulationen begannen um 6 UTC und erstreckten sich über 30 Stunden.



**Abb. A 1:** Die Lage der sechs Integrationsgebiete. Links: Domain 1 – 4, rechts: Domain 4 – 6.

1.000	0.998	0.992	0.986	0.978	0.970	0.960	0.950	0.936	0.920
0.900	0.880	0.850	0.820	0.790	0.760	0.730	0.700	0.670	0.640
0.610	0.570	0.530	0.490	0.450	0.410	0.370	0.334	0.300	0.270
0.240	0.210	0.180	0.150	0.120	0.090	0.060	0.040	0.020	0.000

**Tab. A 2:** Die in den Modellläufen verwendeten Voll-Sigmaflächen. Die Fläche  $\sigma = 0$  liegt bei 100 hPa.

Halb-Sigma-Fläche	Höhe über Grund [m]
0,999	8
0,995	40
0,989	88
0,974	208
0,943	456
0,910	720
0,865	1080

**Tab. A 3:** Auflistung der Halb-Sigma-Flächen. Unterhalb etwa  $\sigma = 0.8$  kann die geometrische Höhe über Grund über die Näherungsformel  $H [m] = (1 - \sigma) \times 8000$  berechnet werden.

Da aufgrund der Spezifizierung der relativen Luftfeuchtigkeit Wolkenbildung ausgeschlossen ist, genügt die Verwendung eines Simple-Ice-Schemas (Dudhia, 1989). Es wurde jedoch eine aufwendigere Strahlungsparameterisierung eingesetzt (Grell et al., 1995; Mlawer et al., 1997), um einen realistischen thermischen Antrieb des Talwindsystems zu bekommen. Das Strahlungsschema wurde von Zängl (2002b) so modifiziert, daß Effekte der Hangneigung und durch die Topographie bedingte Abschattungseffekte berücksichtigt werden (siehe hierzu auch Garnier und Ohmura, 1968). Für die Parameterisierung von Grenzschichteffekten wurde vom Gayno-Seaman-Schema Gebrauch gemacht (Gayno, 1994; Shafran et al., 2000), ebenso von der modifizierten Diffusionsberechnung von Zängl (2002a). Außer in den ideali-

sierten Läufen ohne großräumige Anströmung wurde eine Strahlungsbedingung verwendet, um unrealistische Reflexionen von vertikal ausbreitenden Schwerewellen am Modelloberrand auszuschließen (siehe auch Klemp und Durran, 1983). Das von der Strahlungsbedingung erfaßte Spektrum horizontaler Wellenlängen ist in der Standard-MM5-Implementierung auf das 12fache des Gitterpunktabstands begrenzt, was für die in diesen Simulationen verwendeten Modellgebieten nicht ausreichend ist. Daher wurde die in Zängl (2002b) beschriebene modifizierte Strahlungsbedingung eingesetzt, die die längeren (nicht von der Strahlungsbedingung) erfaßten Wellenkomponenten aus dem nächstgrößeren Integrationsgebiet interpoliert, so daß das komplette Spektrum an vertikal ausbreitenden Wellen erfaßt werden kann. Außerdem wurde die lokale Berechnung der Strahlungsbedingung in Domain 5 und 6 abgeschaltet, da sich Schwerewellen mit einer horizontalen Wellenlänge unter 4 – 8 km unter den hier spezifizierten atmosphärischen Bedingungen mit der Höhe abschwächen.

Basierend auf den Modellexperimenten ohne großräumige Anströmungen wurden anschließend zwei idealisierte Simulationsserien mit Anströmung durchgeführt. In der ersten Serie wurde ein in der Horizontalen homogenes Windfeld mit konstanter Richtung angenommen, welches außerhalb der Grenzschicht im geostrophischen Gleichgewicht sei. Die Windgeschwindigkeiten in den Modellläufen SW, S, SE und N nehmen näherungsweise linear mit der Höhe zu, und zwar von  $5 \text{ ms}^{-1}$  in 1 km Höhe auf  $9,5 \text{ ms}^{-1}$  in 5 km bzw.  $14 \text{ ms}^{-1}$  oberhalb 10 km Höhe. Die zweite (mit dem Suffix „s“ markierte) Simulationsserie hat in der gesamten Atmosphäre eine um 40% höhere Windgeschwindigkeit. Zudem wurde der Coriolisparameter auf den konstanten Wert  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$  gesetzt. Ziel der beiden Simulationsserien ist es, die Sensitivität der Talwindströmung auf die großräumigen Strömungsbedingungen zu untersuchen. Sämtliche idealisierten Simulationen wurden für das fiktive Datum 21. Dezember gerechnet, lediglich für den Lauf SW-Okt (Tab. A 4) wurde das Datum 15. Oktober zugrundegelegt.

Um zu zeigen, daß die Resultate der idealisierten Simulationen repräsentativ für Miniföhnfälle sind, wurden zusätzlich realistische Läufe gerechnet, die mit ECMWF-Analysedaten initialisiert wurden. Die während der Modellintegration benötigten Randbedingungen wurden ebenfalls den ECMWF-Analysen entnommen, die alle 6 Stunden erhältlich sind. Im Gegensatz zu den idealisierten Läufen kommt in den realistischen Simulationen eine Cumulus-Parameterisierung wie auch eine ausgereifte Niederschlagsparameterisierung zum Einsatz, die Prognosegleichungen für Wolkenwasser, Wolkeneis, Regen und Schnee beinhaltet (sog. Reisner-1-Schema, siehe Reisner et al., 1998). In den zwei äußeren Domains wurde die Konvektionsparameterisierung nach Kain-Fritsch (1993) verwendet, für Domain 3 kam dagegen die Konvektionsparameterisierung nach Grell (1993) zum Einsatz. In den Domains 4 – 6 wurde die Parameterisierung abgeschaltet, da hier die konvektive Bewölkung zumindest teilweise bereits explizit aufgelöst wird. Die Modellergebnisse werden zudem mit gemessenen Daten aus der zweiten Meßkampagne im Leutaschtal verglichen. Tab. A 4 gibt einen Überblick über alle durchgeführten Simulationen. Der Vollständigkeit halber sind auch die Läufe WS-10 und SW-Okt aufgelistet. Im Lauf WS-10 sollte getestet werden, ob niedrigere Atmosphärentemperaturen einen Einfluß auf die Miniföhnaktivität haben. Der Lauf SW-Okt sollte klären, ob das im Vergleich zum 21. Dezember höhere Strahlungsangebot das Verhalten der Talwind- und Miniföhnströmung merklich verändert. Im Vergleich zu den Läufen WS und SW (Tab. A 4) ergaben die Läufe WS-10 und SW-Okt jedoch kaum Unterschiede, so daß auf eine nähere Betrachtung derselben verzichtet wird. Lediglich die Länge der Miniföhnperiode war im SW-Okt-Lauf erwartungsgemäß etwas kürzer als im Lauf für den Dezember.

Die in den Arbeiten von Hornsteiner und Zängl (2004a,b,c) präsentierten Resultate beziehen sich auf die Läufe 001022, 011110, 011115, 020212 und 991024. Letzterer untersucht den hochreichenden Föhn vom 24.10.1999, der in die Intensivmeßphase des MAP (Mesoskaliges Alpines Programm) fiel und bereits Gegenstand zahlreicher Untersuchungen im Rahmen des MAP war. Die Motivation für die Untersuchung von hochreichendem Föhn in Mittenwald liegt vor allem darin begründet, daß im oberen Isartal bei hochreichendem Föhn außerordentlich hohe Windgeschwindigkeiten (in Ausnahmefällen bis  $50 \text{ ms}^{-1}$  in Bodennähe) möglich sind, die in anderen benachbarten Föhnorten wie z. B. Innsbruck nicht vorkommen.

<b>Idealisierte Simulationen</b>	
<b>Bezeichnung</b>	<b>Bemerkung</b>
WS	keine großräumige Anströmung vorhanden
WS-10	wie WS, aber mit 10 Grad tieferer Temperatur
SW	großräumige Anströmung aus 225°
SW-s	wie SW, aber mit 40% stärkerer Anströmung
SW-Okt	wie SW, aber Strahlung für 15. Oktober statt 21. Dezember
S	Anströmung aus 180°, Windgeschwindigkeit wie bei SW
S-s	Anströmung aus 180°, Windgeschwindigkeit wie bei SW-s
SE	Anströmung aus 135°, Windgeschwindigkeit wie bei SW
SE-s	Anströmung aus 135°, Windgeschwindigkeit wie bei SW-s
N	Anströmung aus 0°, Windgeschwindigkeit wie bei SW
N-s	wie N, aber mit 40% höherer Anströmungsgeschwindigkeit
<b>Realistische Simulationen</b>	
<b>Bezeichnung</b>	<b>Bemerkung</b>
001022	Miniföhn bei ruhigem Hochdruckwetter
001111	Miniföhn mit starken Temperaturgradienten längs der Talachsen
001130	Miniföhn bei starker Südwestanströmung
011110	Miniföhn mit stärkerem Wind im nördlichen Leutaschtal (Schanz)
011115	Miniföhn mit stärkerem Wind im südlichen Leutaschtal (Ahrn)
020212	fehlender Miniföhn bei Westwetterlage
991024	Hochreichender Föhn

**Tab. A 4:** Überblick über die durchgeführten idealisierten und realistischen MM5-Simulationen.

Wiederholt konnte beobachtet werden, daß bei Westwetterlagen mit mäßiger bis starker Anströmung die Miniföhnhäufigkeit in Mittenwald auffallend gering ist. Daher wurde auch ein Fall mit starker Westanströmung untersucht (Lauf 020212), bei dem in Mittenwald trotz der klaren Nacht kein Miniföhn auftrat (siehe auch Kap. 7.3). Der Lauf 011115 wurde ausgewählt, weil für dieses Datum (15.11.2001) die Meßdaten aller vier Leutasch-Stationen zur Verfügung stehen, die mit den Modellergebnissen verglichen werden konnten. Hingegen wurde der Lauf 011110 für die Untersuchung des sog. „vorföhnigen Nordwindes“ herangezogen. Die Simulation des starken Miniföhns vom 1.12.2000 war insofern etwas problematisch, da die an diesem Tag herrschende außergewöhnlich starke Inversion vom Modell nicht hinreichend genau wiedergegeben werden konnte, da hierfür die Analysedaten zu ungenau waren. Die großräumigen Windverhältnisse am 22.10.2000 (Lauf 001022) kommen den idealisierten Bedingungen im windstillen Lauf (WS) ziemlich nahe, so daß es lohnend ist, sich mit diesem Fall auseinanderzusetzen.

## Literaturverzeichnis

- Baines, P. G., 1979:** Observations of stratified flow past three-dimensional barriers. *J. of Geophys. Res.*, **84**, 7834-7838
- Baines, P. G., 1987:** Upstream blocking and airflow over mountains. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **19**, 75-97
- Baines, P. G., 1995:** Topographic effects in stratified flows. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 482 S.
- Bertram, I., 2001:** Verbreitung und Verlagerung von Gewittern in Österreich. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 102 S.
- Blackadar, A.K., 1957:** Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **38**, 283-290
- Bonner, W. D., 1968:** Climatology of the low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 833-850
- Bonner, W. D, S. Esbensen, und R. Greenberg, 1968:** Kinematics of the low-level jet. *J. Appl. Met.*, **7**, 339-347
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. Kuettner, R. B. Smith, R. Steinacker und H. Volkert, 2001:** The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 433-462
- Brinkmann, W. A. R., 1971:** What is a foehn? *Weather*, **26**, 230-239
- Burger, A., und E. Ekhart, 1937:** Über die tägliche Zirkulation im Bereiche der Alpen. *Gerl. Beitr. Geophys.*, **49**, 341-367
- Dittmann, E., S. Barth, J. Lang, und G. Müller-Westermeier, 1995:** Objektive Wetterlagenklassifikation. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, **197**, Deutschen Wetterdienst, Offenbach
- Dudhia, J., 1993:** A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513
- Durrán, D. R., 1986:** Another look at downslope windstorms. Part I: On the development of supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2527-2543
- Durrán, D. R., und J. B. Klemp, 1987:** Another look at downslope windstorms. Part II: Non-linear amplification beneath wave-overtaking layers. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3402-3412
- Ekhart, E., 1932:** Weitere Beiträge zum Problem des Berg- und Talwindes. *Beitr. Phys. Fr. Atm.*, **18**, 242-252
- Ekhart, E., 1936a:** Die Windverhältnisse des Arlbergs, I. Teil: Bodenbeobachtungen. *Gerl. Beitr. Geophys.*, **48**, 313-323



- Ekhart, E., 1936b:** Die Windverhältnisse des Arlbergs, II. Teil: Aerologische Beobachtungen. *Gerl. Beitr. Geophys.*, **49**, 7-25
- Ekhart, E., 1944:** Strömungs-aerologie der Talwinde (Salzach- und Lammertal), in: Beiträge zur alpinen Meteorologie. *Met. Z.*, **61**, H. 7, 217-231
- Ekhart, E., 1952:** Über den täglichen Gang des Windes im Gebirge. *Arch. Met. Geophys. Biokl., Ser. B*, **4**, 431-450
- v. Ficker, H., 1910:** Innsbrucker Föhnstudien IV. Weitere Beiträge zur Dynamik des Föhns. *Denkschrift der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Math.-natw. Klasse*, **85**, 114-173
- Freytag, C., 1978:** Untersuchungen zur Struktur des Low-Level Jet. *Meteorol. Rdsch.*, **31**, 16-24
- Freytag, C., und B. Hennemuth (Hrsg.), 1983:** MERKUR – Mesoskaliges Experiment im Raum Kufstein-Rosenheim. *Wiss. Mitt. Met. Inst. München*, **48**, 132 S.
- Gantner, L., M. Hornsteiner, J. Egger, G. Hartjenstein, 2003:** The diurnal circulation of Zugspitzplatt: observations and modeling. *Met. Z.*, **12**, 95-102
- Grell, G. A., 1993:** Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787
- Grell, G. A., J. Dudhia und D. R. Stauffer, 1995:** A description of the fifth-generation Penn State/ NCAR mesoscale model (MM5), NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR, 122 pp.
- Gross, G., 1990:** On the wind field in the Loisach Valley – Numerical simulations and comparison with the LOWEX III data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **42**, 231-247
- Gutermann, T. und H. Wanner, 1982:** ALPEX-SOP März/April 1982, Die Spezielle Beobachtungsperiode von ALPEX: Struktur und Aktivitäten des Operationszentrums (AOC) in Genf (1. März bis 1. Mai 1982). *Arbeitsberichte der Schweiz. Met. Anst.*, **111**, 87 S..
- Hauf, T. und N. Witte, 1982:** Untersuchung zur Dynamik nächtlicher Kaltluftabflüsse. *Ann. Met. NF*, **19**, 163-165
- Hauf, T. und N. Witte, 1985:** Fallstudie eines nächtlichen Windsystems. *Meteorol. Rdsch.*, **38**, 33-42
- Heyn, H. and J. Himpfel, 1989:** Der Erler Wind, in: Der Inn – vom Engadin ins Donautal, von der Urzeit bis heute, Drei-Länder-Ausstellung der Stadt Rosenheim, 65 - 66 (Denkschrift)
- Hornsteiner, M., 2002a:** Das lokale Windsystem bei Mittenwald und am Walchensee, Datensammlung, Meteorologisches Institut, Universität München, 301 S.
- Hornsteiner, M., 2002b:** Die Meßreihen der MIM-Bodenmeßstationen im Rahmen des VERTIKATOR-Projektes. Datensammlung, Meteorologisches Institut, Universität München, 253 S.
- Hornsteiner, M., 2003:** The Minifoehn in the Bavarian Isar Valley – Measurements and Modelling. International Conference on Alpine Meteorology and MAP-Meeting, Brig 2003, extended abstracts, Vol. B, S. 445
- Hornsteiner, M., 2004:** Local foehn effects in the upper Isar Valley, Part 1: Observations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, online publication, DOI: 10.1007/s00703-003-0073-4

- Hornsteiner, M. und G. Zängl, 2003a:** The Minifoehn in the Bavarian Isar Valley – Measurements and Modelling, *Met. Z.*, **13**, 25-31
- Hornsteiner, M. und G. Zängl, 2003b:** Local foehn effects in the upper Isar Valley, Part 2: Numerical Simulations. *Meteorol. Atmos. Phys.*, submitted
- Hornsteiner, M. und G. Zängl, 2003c:** Local foehn effects in the upper Isar Valley, Part 3: Additional investigations, *Meteorol. Atmos. Phys.*, submitted
- Huber, A., 1920:** Temperaturunterschiede zwischen Partenkirchen und dem Föhnorte Mittenwald, *Dt. Met. Jahrbuch – Bayern*, **42. Jg.**, appendix A1-12
- Klemp, J. B. und D. R. Durran, 1983:** An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 430-444
- Klemp, J. B. und D. K. Lilly, 1975:** The dynamics of wave-induced downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 320-339
- Lauscher, F., 1972:** 25 Jahre mit täglicher Klassifikation der Wetterlage in den Ostalpenländern. *Wetter und Leben*, **24**.
- Lilly, D. K., 1978:** A severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induced by a mountain wave. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 59-77
- Long, R. R., 1953:** Some aspects of the flow of stratified fluids. I: A theoretical investigation. *Tellus*, **5**, 42-58
- Long, R. R., 1954:** Some aspects of the flow of stratified fluids. II: Experiments with a two-fluid system. *Tellus*, **6**, 97-115
- Long, R. R., 1955:** Some aspects of the flow of stratified fluids. III: Continuous density gradients. *Tellus*, **7**, 341-357
- Lugauer, M. und P. Winkler, 2002:** Alpines Pumpen – Thermische Zirkulation zwischen Alpen und bayerischem Alpenvorland, Arbeitsergebnisse des Deutschen Wetterdienstes, Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Lyra, G., 1940:** Über den Einfluß von Bodenerhebungen auf die Strömung einer stabil geschichteten Atmosphäre. *Beitr. Phys. frei. Atmos.*, **26**, 197-206
- Lyra, G., 1943:** Theorie der stationären Leewellenströmung in freier Atmosphäre. *Z. angew. Math. Mech.*, **23**, 1-28
- Mahrer, Y., und R. A. Pielke, 1975:** A numerical study of the airflow over mountains using the two-dimensional version of the University of Virginia Mesoscale Model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2144-2155
- Mahrer, Y., und R. A. Pielke, 1977:** A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitr. Phys. Atmos.*, **50**, 98-133
- Mayr, G. J., und Co-Autoren, 2004:** Gap flow measurements during the Mesoscale Alpine Programme, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **86**, 99-119
- Miller, P. P., und D. R. Durran, 1991:** On the sensitivity of downslope windstorms to the asymmetry of the mountain profile. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1457-1473

- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono und S. A. Clough, 1997:** Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated k-model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16663-16682
- Müller, H., R. Reiter, R. Sládkovič, K. Munzert, 1982:** Aerologische Untersuchungen des tagesperiodischen Windsystems im Loisachtal. In: 17. ITAM, 186-188
- Obenland, E., 1956:** Untersuchung der Föhnstatistik des Oberallgäus. *Ber. DWD*, **Bd. 4, 23**, 37 S.
- Økland, H., 1985:** A study of drainage flow based on hydraulic theory. Inst. for Geofysikk, Univ. Oslo, Inst. Report Series Nr. 59, 23 S.
- Orlanski, I., 1975:** A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530
- Pamperin, H. und G. Stilke, 1985:** Nächtliche Grenzschicht und LLJ im Alpenvorland nahe dem Inntalausgang, *Meteorol. Rdsch.*, **38**, 145-156
- Peltier, W. R., und T. L. Clark, 1979:** The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: Surface wave drag and severe downslope windstorms. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1498-1529
- Peltier, W. R., und T. L. Clark, 1983:** Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **109**, 527-548
- Pettré, P., 1982:** On the problem of violent winds. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 542-554
- Phillips, P. D., 1982:** The structure of the lower atmosphere in an alpine valley during foehn. *Ann. d. Met., N.F.*, **19**, 111-112
- Pierrehumbert, R. T., 1984:** Linear results on the barrier effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1356-1367
- Pierrehumbert, R. T., und B. Wyman, 1985:** Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 977-1003
- Queney, P., 1947:** Theory of perturbations in stratified currents with applications to airflow over mountain barriers. Dept. of Meteorology, Univ. of Chicago, Misc. Report No. 23
- Queney, P., 1948:** The problem of airflow over mountains: A summary of theoretical studies, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **29**, 16-26
- Reisner, J., und P. K. Smolarkiewicz, 1994:** Thermally forced low Froude number flow past three-dimensional obstacles. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 117-133
- Reiter, R., 1965:** Luftverunreinigungen und Kleinionendichte in Abhängigkeit von Windströmung und Austausch. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B*, **14**, 53-80
- Reiter, R., 1969:** Vorzüge des Nordalpenklimas im Herbst, dargestellt an Erfahrungen im Raum Garmisch-Partenkirchen. *Wetter und Leben*, **21**, 239-255
- Reiter, R., H. Müller, R. Sládkovič und K. Munzert, 1983:** Aerologische Untersuchungen der tagesperiodischen Gebirgswinde unter besonderer Berücksichtigung des Windfeldes im Talquerschnitt. *Meteorol. Rdsch.*, **36**, 225-242

- Richner, H., und P. D. Phillips, 1984:** A comparison of temperatures from mountain tops and the free atmosphere – their diurnal variation and mean difference. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1328-1340
- Sass, O., 1998:** Die Steuerung von Steinschlagmenge und –verteilung durch Mikroklima, Gesteinsfeuchte und Gesteinseigenschaften im westlichen Karwendelgebirge (Bayerische Alpen). *Münchener geographische Abhandlungen, Reihe B*, **29**, ab S. 5
- Schäfer, K., S. Emeis, M. Stockhause, A. Sedlmaier, und H. Hoffmann, 1999:** Emission rates of benzene and ammonia area sources determined by spectroscopic remote measurements and inverse dispersion modelling. In: Environmental Monitoring and Remediation Technologies, Tuan Vo-Dinh, Robert L. Spellicy (eds.), Proc. SPIE 3534, 212-219; SPIE International Symposium on Industrial and Environmental Monitors and Biosensors, 2 – 5 November 1998 in Boston.
- Schmauss, A., 1913:** Der Föhn in Lindau, *Dt. Met. Jahrbuch – Bayern*, **35. Jg.**, appendix H1-3
- Schmauss, A., 1926a:** Föhn in Partenkirchen, *Dt. Met. Jahrbuch – Bayern*, **48. Jg.**, appendix E1-8
- Schmauss, A., 1926b:** Luftlawinen in Alpentälern, *Dt. Met. Jahrbuch – Bayern*, **48. Jg.**, appendix F1-2
- Schmauss, A., 1951:** Über Luftlawinen. *Ber. DWD US-Zone*, **Bd. 4, 31**, 14-16
- Schüepp, M., 1968:** Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 - 1967 im zentralen Alpengebiet. Veröff. SMA Zürich, **11**.
- Schweitzer, H., 1953:** Versuch einer Erklärung des Föhns als Luftströmung mit überkritischer Geschwindigkeit. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A*, **5**, 350-371
- Scorer, R. S., 1949:** Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **75**, 41-56
- Scorer, R. S., 1953:** Theory of waves in the lee of mountains. II: The flow over a ridge. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **79**, 70-83
- Scorer, R. S., 1954:** Theory of waves in the lee of mountains. III: Airstream characteristics. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **80**, 417-428
- Seibert, P., 1985:** Fallstudien und statistische Untersuchungen zum Südföhn im Raum Tirol, Dissertation, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 368 S.
- Seibert, P., 1990:** South foehn studies since the the ALPEX experiment. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **43**, 91-103
- Shafran, P. C., Nelson, L. Seaman und G. A. Gayno, 2000:** Evaluation of numerical predictions of boundary layer structure during the Lake Michigan ozone study. *J. Appl. Met.*, **39**, 412–426.
- Siogas, L., 1972:** Vergleich von Temperaturmittelbildungen mit dem wahren Mittel für das Observatorium Innsbruck- Universität, *Wetter und Leben*, **24**, 17-22.
- Sládkovič, R. and H.-J. Kanter, 1977:** Low-level jet in the Bavarian pre-alpine region, *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A*, **25**, 343-355

- Smith, R. B., 1977:** The steepening of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1634-1654
- Smith, R. B., 1979a:** The influence of the mountain on the atmosphere. *Adv. in Geophys.*, **21**, 87-229
- Smith, R. B., 1979b:** The influence of the earth's rotation on mountain wave drag. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 177-180
- Smith, R. B., 1980:** Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, **32**, 348-364
- Smith, R. B., 1985:** On severe downslope winds. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2597-2603
- Smith, R. B., 1988:** Linear theory of stratified flow past an isolated mountain in isosteric coordinates. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3889-3896
- Smith, R. B., 1989a:** Hydrostatic airflow over mountains. *Adv. Geophys.*, **31**, 1-41
- Smith, R. B., 1989b:** Mountain-induced stagnation points in hydrostatic flow. *Tellus*, **41A**, 270-274
- Smith, R. B., 1991:** Kelvin-Helmholtz instability in severe downslope wind flow. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1319-1324
- Smith, R. B., und S. Grønås, 1993:** Stagnation points and bifurcation in 3-D mountain airflow. *Tellus*, **45A**, 28-43
- Stein, J., 1992:** Investigations of the regime diagram of hydrostatic flow over a mountain with a primitive equation model. Part I: Two-dimensional flows. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2962-2976
- Steinacker, R., 1981:** Analysis of the temperature and wind field in the alpine region. *Geophys. Astroph. Fluid Dynamics*, **17**, 51-62
- Steinacker, R., 1984:** Area-Height distribution of a valley and its relation to the valley wind, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **57**, 64-71
- Steinacker, R., 1990:** Eine ostalpine Strömungslagenklassifikation. Manuskript, erhältlich am Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 16 S.
- Sturges, H. A., 1926:** The choice of a class interval. *Journal of the American Statistical Association*, **21**, 65-66
- Ulbricht, M., 1979:** Ein Beitrag zur Struktur der Grenzschicht – theoretische Modelle und ihre Anwendung auf inhomogenes Gelände, Diplomarbeit, erhältlich am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg
- Ungeheuer, H., 1952:** Zur Statistik des Föhns im Voralpengebiet. *Ber. DWD US-Zone*, **6**, S. 38/117-120
- Ungewitter, G., 1984:** Zur Vorhersage von Nebelbrüchen im Alpenvorland. Theoretische Überlegungen und praktische Anwendungen zur thermischen Zirkulation zwischen einem Nebelgebiet und seiner Umgebung. *Meteorol. Rdsch.*, **37**, 138-145
- Vergeiner, I., 1976:** Föhn- und Leewellenströmung in einem dreidimensionalen numerischen Modell. *Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck*, **63**, 11-56

- Vergeiner, I., 1978:** Foehn-flow in the Alps: Three-dimensional numerical simulations on the small- and meso-scale. *Arb. aus der Zentralanst. f. Met. u. Geodyn.*, **228**, 63/1-37
- Vergeiner, I., 1983:** Dynamik alpiner Windsysteme. Institut für Meteorologie und Geophysik, Univ. Innsbruck, 129 S.
- Vergeiner, I., 1987:** An elementary valley wind model. *Meteorol. Atmosph. Phys.*, **36**, 255-263
- Vergeiner, I., 1996:** A conceptual dynamic model of foehn penetration into a valley. 24. ITAM, Bled 1996, 127-134
- Vergeiner, I., und E. Dreiseitl, 1987:** Valley winds and slope winds – observations and elementary thoughts. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **36**, 264-286
- Vergeiner, I., G. M. Mayr, und J. Vergeiner, 2003:** Hydraulic flow upstream of an simultaneous lateral and vertical constriction. *J. Fluid Mech.*, submitted
- Vergeiner, J. und G. Mayr, 2000:** Case study of the MAP-IOP „Sandwich“ foehn on 18th October 1999, *MAP newsletter*, **13**, 36 - 37
- Wagner, A., 1932:** Hangwind – Ausgleichsströmung – Berg- und Talwind. *Met. Z.*, **49**, 210-217
- Wagner, A., 1932:** Neue Theorie des Berg- und Talwindes. *Met. Z.*, **49**, 329-341
- Zängl, G., 1999:** Three-dimensional idealized simulations of the Foehn in the region of Innsbruck, *Contr. Atmos. Phys.*, **72**, 243-266
- Zängl, G., 2002a:** An improved method for computing horizontal diffusion in a sigma-coordinate model and its application to simulations over mountainous topography, *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1423-1432
- Zängl, G., 2002b:** Stratified flow over a mountain with a gap. Linear theory and numerical simulations, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **128**, 927-949
- Zängl, G., 2003a:** Deep and shallow south foehn in the region of Innsbruck: Typical features and semi-idealized numerical simulations, *Met. Atm. Phys.*, **83**, 237 - 261
- Zängl, G., 2003b:** Orographic gravity waves close to the nonhydrostatic limit of vertical propagation, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2045-2063
- Zängl, G., 2003c:** A reexamination of the valley wind system in the Alpine Inn Valley with numerical simulations. *Met. Atm. Phys.*, online publication, DOI: 10.1007/s00703-003-0056-5
- Zängl, G., 2003d:** Untersuchung der Dynamik des alpinen Föhns sowie einiger ausgewählter Talwindssysteme mit Hilfe numerischer Simulationen. Habilitationsschrift, Meteorologisches Institut der Universität München, 66 S.
- Zängl, G., A. Gohm und G. Geier, 2003:** South Foehn in the Wipp Valley - Innsbruck region: Numerical simulations of the 24 October 1999 case (MAP-IOP 10). *Meteorol. Atmos. Phys.*, **86**, 213-243

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei folgenden Personen bedanken, die zum Gelingen dieser Doktorarbeit beigetragen haben:

Herrn Prof. J. Egger danke ich für die Betreuung der Dissertation sowie für die Erlaubnis, ein selbstgewähltes Thema bearbeiten zu dürfen. Außerdem möchte ich mich für sein Angebot, eine Assistentenstelle an seinem Lehrstuhl zu besetzen, ganz herzlich bedanken.

Mein Dank geht außerdem an Herrn Prof. R. Smith für die Durchsicht der Dissertation, an Herrn Dr. G. Zängl für zahlreiche fruchtbare Diskussionen und Verbesserungsvorschläge sowie Hilfestellungen beim MM5-Modell, an Herrn H. Lösslein und Herrn H. Wendt, ohne deren Hilfe die Stationen der Meßkampagnen nicht errichtet hätten werden können, an Herrn Dr. M. Lugauer und Herrn P. Köhler vom Deutschen Wetterdienst für die Bereitstellung der Winddaten aus dem VERTIKATOR-Projekt, an Herrn Dr. B. Zenke von der Bayerischen Lawinenwarnzentrale, der mir freundlicherweise die Daten der Karwendel-Bergwetterstation zur Verfügung stellte, sowie an das Datenfernerkundungszentrum des DLR in Oberpfaffenhofen (DFD-DLR) für die Bereitstellung der hochaufgelösten Topographiedaten.

Ferner möchte ich mich bei meinen Eltern sowie meinen Freunden, Freundinnen und Bekannten für die Geduld während meiner Promotionszeit herzlich bedanken.

# Lebenslauf

Matthias Hornsteiner  
Zirbelkopfweg 3

D-82481 Mittenwald

Persönliche Daten: geboren am 15.02.1970 in Garmisch-Partenkirchen  
Deutsche Staatsbürgerschaft

1977 – 1981	Grundschule Mittenwald
1981 – 1982	Hauptschule Mittenwald
1982 – 1991	Gymnasium Garmisch-Partenkirchen Mathematisch-naturwissenschaftlicher Zweig Reifeprüfung im Juli 1991
1992 – 1994	Studium der Meteorologie an der Universität München
1994	Tätigkeit am Institut für Arbeitsmedizin der Universität München
1994 – 1995	Tätigkeit am Institut für Medizinische Balneologie und Klimatologie der Universität München
1994 – 2000	Studium der Meteorologie, Geophysik und Astrophysik an der Universität Innsbruck
2000	Studiumsabschluß im Fach Meteorologie
2000	Beginn der Promotion im Fach Meteorologie an der Universität Innsbruck
2001	Fortführung der Promotion an der Universität München und Übernahme einer Assistentenstelle am Lehrstuhl für Theoretische Meteorologie bei Prof. Dr. J. Egger
Seit 2001	Mitglied der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie
2004	Abschluß des Promotionsstudiums