



universität  
wien

# DISSERTATION

Titel der Dissertation

„Synoptisch-klimatologische Auswertung von  
Windfeldern im Alpenraum“

Verfasser

Mag. Christoph Lotteraner

angestrebter akademischer Grad

Doktor der Naturwissenschaften (Dr.rer.nat.)

Wien, im Februar 2009

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 091 415  
Dissertationsgebiet lt. Studienblatt: Meteorologie  
Betreuer: O.Univ.Prof.Dr. Reinhold Steinacker



## Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit besteht im Grunde aus zwei Teilen. Im ersten Teil werden die im Rahmen von VERACLIM (VERA-Climatology) mit Hilfe des am Institut für Meteorologie und Geophysik in Wien entwickelten Analyse-Systems VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) erstellten und über einen Zeitraum von 1980-2001 verfügbaren 3-stündigen 2D-Windanalysen dazu verwendet, die Windverhältnisse im Bereich der Alpen klimatologisch auszuwerten. Erst die Kombination von 3-stündigen Synop-Daten aus Archiven des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) mit dem räumlich hoch auflösenden Analysesystem VERA gibt die Möglichkeit zu einer räumlich und zeitlich hoch auflösenden klimatologischen Auswertung der Windverhältnisse im Bereich der Alpen.

Die daraus entstandenen Karten der mittleren Windgeschwindigkeit und vektoriiell gemittelten Windfelder zusammen mit Gitterpunkts-Auswertungen der Windgeschwindigkeits- und Windrichtungs-Häufigkeiten für verschiedene Zeiträume sind jedoch auf Grund der Analyse-Methode, bei der keinerlei Einflüsse der orographischen Gegebenheiten auf das Windfeld berücksichtigt werden, vorsichtig zu interpretieren.

Die 3-stündigen Windanalysen des Zeitraums 1980-2001 eignen sich jedoch gut, um das Phänomen des Alpine Pumping zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurden mit Hilfe des Gauß'schen Integralsatzes und einer frei gewählten Alpenumrandung mittlere Tagesgänge der horizontalen Divergenz über den Alpen berechnet. Der sinusförmige Verlauf des mittleren Tagesganges der horizontalen Divergenz über den Alpen zeigt nicht nur eindrucksvoll das „Atmen der Alpen“, sondern lässt auch eine grobe Abschätzung der an gradientschwachen Strahlungstagen ausgetauschten Luftmenge zu.

Im zweiten Teil dieser Arbeit werden die Entwicklung drei verschiedener Windfingerprints und eine Methode beschrieben, die es ermöglicht, diese Windfingerprintfelder mit dem Analysesystem VERA zu verknüpfen, um die Windanalyse-Qualität zu verbessern. Die Windfingerprint-Felder enthalten das Windfeld-Muster an gradientschwachen Strahlungstagen innerhalb der Alpendomäne. Durch den Einsatz von Windfingerprints wird nicht nur die Kanalisierung der Windströmung innerhalb alpiner Täler berücksichtigt, sondern auch die thermisch induzierte Berg-Talwind-Zirkulation.

Mit Hilfe von Kreuzvalidierungen und synthetischen Eingangsdaten konnte nachgewiesen werden, dass bei Verwendung eines geeigneten Windfingerprints eine deutliche Verbesserung der Windanalyse-Qualität erreicht werden kann. Auch an Hand einiger Fallbeispiele mit realen Winddaten kann eine Verbesserung der Windanalyse-Qualität demonstriert werden, insbesondere aber an gradientschwachen Strahlungstagen.



## Abstract

The present investigation basically consists of two parts: In the first part, a 22-year set of 3-hourly 2D-wind analyses (1980-2001) that have been generated within the framework of the VERACLIM (VERA-Climatology) project are evaluated climatologically over the Alpine region. VERACLIM makes use of the VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) analysis system, combining both the high spatial resolution as provided by the analysis algorithm and the high temporal resolution of a comprehensive synop data set, provided by ECMWF's (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) data archives.

The obtained charts of averaged windspeed and the mean windvector as well as the evaluations of frequency distribution of windspeed and winddirection on gridpoints for several different time periods should be interpreted very carefully as orographic influence is not taken into consideration in the analysis algorithm.

However, the 3-hourly wind analyses of the time period 1980-2001 are suitable for investigation of the so-called Alpine Pumping. For that purpose, an arbitrarily chosen border has been drawn around the Alps and the Gauss theorem has been applied in a way that the mean diurnal variations of the two-dimensional divergence over the Alps could be evaluated. The sinusoidal run of the curve not only visualizes the "breathing of the Alps" in an impressive way, it also enables us to roughly estimate the diurnal air volume exchange on days with a weak large-scale pressure gradient and strong incoming solar radiation.

The second part of this investigation deals with the development of three different "wind-fingerprints" which are included in the VERA-system in order to improve the analysis quality. The wind-fingerprints are designed in a way that they reflect the wind field pattern in the Alpine region on days with weak large-scale pressure gradient and strong incoming solar radiation. Using the fingerprints, both the effects of channelling as well as thermally induced circulations inside the Alpine valleys are taken into consideration.

Using a simple cross validation on simulated observations, it is shown that the fingerprint technique applied to wind analyses can increase analysis quality. Also, some case studies with real wind data are presented which confirm this feature, especially on days with weak large-scale pressure gradients and strong incoming solar radiation.



# Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung .....	3
Abstract .....	5
Inhaltsverzeichnis .....	7
Abkürzungen .....	9
1 Einleitung .....	11
1.1 Zur Motivation und Chronologie dieser Arbeit.....	11
1.2 Bisherige Arbeiten zum Thema Analyse, Fingerprint-Technik und Windklimatologie im Bereich der Alpen.....	14
2 Das Analyseverfahren VERA .....	15
2.1 VERAfem.....	15
2.2 Die VERAfem-Windanalyse.....	16
2.3 Das Analysesystem VERAxX.....	25
2.4 Die VERAxX-Windanalyse .....	26
3 Daten .....	27
3.1 Datenquellen.....	27
3.2 Datenaufbereitung .....	28
3.3 Datenstatistik .....	28
4 Synoptisch klimatologische Auswertung der VERAfem-Windanalysen aus der 22-jährigen VERACLIM-Reihe .....	30
4.1 Beispiel für eine VERAfem-Windanalyse .....	30
4.2 Mittlere Windgeschwindigkeiten .....	32
4.3 Mittlere Windfelder.....	37
4.4 Alpine Pumping.....	38
4.4.1 Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen.....	41
4.4.2 Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen an gradientschwachen Tagen .....	46
4.4.3 Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen an Strahlungstagen .....	48
4.4.4 Abschätzung des während eines gradientschwachen Strahlungstages durch Alpines Pumpen ausgetauschten Luftvolumens innerhalb der Alpen .....	49
4.5 Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshäufigkeiten .....	50
5 Entwicklung und Implementierung eines Windfingerprints .....	54
5.1 Der thermische Windfingerprint .....	54
5.1.1 Der thermische Druck-Fingerprint .....	55
5.1.2 Orographische Gewichtung des thermischen Druck-Fingerprints .....	56
5.1.3 Berechnung des antitriptischen Windfeldes.....	59
5.1.4 Orographische Gewichtung des antitriptischen Windfeldes .....	60
5.2 Implementierung des Windfingerprints in die Wind-Analyse .....	62
5.3 Beispiele für Windanalysen mit Windfingerprint in der Inntal-Domäne.....	65
5.3.1 Windanalyse vom 1.6.1999 um 15:00 UTC:.....	65
5.3.2 Windanalyse vom 20.6.1999 um 12:00 UTC:.....	66
5.4 Evaluierung der Analyse-Verbesserung mit Hilfe von Kreuzvalidierungen.....	67
5.4.1 Die Methode der Cross Validation.....	67
5.4.2 Verwendete Größen für den Vergleich von Stationswindvektor und analysiertem Windvektor.....	68
5.4.3 Flussdiagramm für die Cross Validation.....	69
5.4.4 Test der Windfingerprint-Methode und der Cross Validation durch Verwendung des thermischen Windfingerprints als synthetisches Stationswindfeld.....	70
5.4.5 Aufteilung der Domäne in einen Bereich innerhalb und außerhalb der Alpen.....	72

5.4.6 Ergänzender Test der Windfingerprint-Methode und der Cross Validation durch Verwendung des Cosmo2-Windfingerprints als synthetisches Stationswindfeld.....	73
5.5 Der aktuelle Windfingerprint .....	74
5.6 Der COSMO2-Windfingerprint .....	76
5.6.1 Das hochauflösende Vorhersagemodell COSMO2.....	76
5.6.2 Erzeugung des COSMO2-Windfingerprints .....	77
5.6.3 Implementierung des COSMO2-Windfingerprints in die 2D-Windanalyse.....	81
5.7 Lösung eines numerischen Problems bei der Implementierung der Windfingerprint-Felder.....	81
5.8 Weitere mögliche und verworfene Windfingerprint-Felder.....	82
6 Fallbeispiele .....	84
6.1 Beispiel für einen gradientschwachen Termin (mit Ausprägung einiger mesoskaliger Hitzetiefs über den Alpen, 16.05.2000, 15UTC) .....	84
6.2 Termin 31.7.2000, 03UTC .....	94
6.3 Termin 20.6.1998, 03UTC .....	96
6.4 Beispiel für einen Termin mit starkem Druckgradient (Nordstaulage und Bora, 20.12.1999, 15UTC).....	98
7 Schlussfolgerungen .....	102
7.1 Was macht eine Windanalyse mit Windfingerprint so schwierig? .....	103
7.2 Verbesserungsmöglichkeiten .....	103
8 Technische Voraussetzungen und Programme .....	104
9 Literatur .....	105
Danksagung .....	109
Curriculum vitae.....	111

# Abkürzungen

ASCII.....	<b>A</b> merican <b>S</b> tandard <b>C</b> ode for <b>I</b> nformation <b>I</b> nterchange
COSMO.....	<b>C</b> onsortium for <b>S</b> mall- <b>S</b> cale <b>M</b> odelling
DVD.....	<b>D</b> igital <b>V</b> ersatile <b>D</b> isc
ECMWF.....	<b>E</b> uropean <b>C</b> entre for <b>M</b> edium- <b>R</b> ange <b>W</b> eather <b>F</b> orecasts
ERA40.....	<b>E</b> CMWF <b>R</b> e- <b>A</b> nalysis <b>40</b> (years)
FORTRAN.....	<b>F</b> ormula <b>T</b> ranslator
FP.....	<b>F</b> ingerprint
FWF.....	<b>F</b> onds zur <b>F</b> örderung der <b>w</b> issenschaftlichen <b>F</b> orschung
GB.....	<b>G</b> igabyte
GP.....	<b>G</b> itterpunkt
GRIB.....	<b>G</b> RIdded <b>B</b> inary
IDL.....	<b>I</b> nteractive <b>D</b> ata <b>L</b> anguage
IMGW.....	<b>I</b> nstitut für <b>M</b> eteorologie und <b>G</b> eophysik <b>W</b> ien
MAP.....	<b>M</b> esoscale <b>A</b> lpine <b>P</b> rogram
MARS.....	<b>M</b> eteorological <b>A</b> rchival and <b>R</b> etrieval <b>S</b> ystem
MB.....	<b>M</b> egabyte
MBdRD.....	<b>M</b> ittlerer <b>B</b> etrag der <b>W</b> ind <b>r</b> ichtung <b>s</b> differenz
MBdVD.....	<b>M</b> ittlerer <b>B</b> etrag der <b>V</b> ektordifferenz
MESOCLIM.....	<b>M</b> esoscale <b>A</b> lpine <b>C</b> limatology
MGD.....	<b>M</b> ittlere <b>W</b> ind <b>g</b> eschwindigkeit <b>s</b> differenz
MS.....	<b>M</b> icrosoft
MWG.....	<b>M</b> ittlere <b>W</b> ind <b>g</b> eschwindigkeit
UTC.....	<b>U</b> niversal <b>T</b> ime <b>C</b> ode
VERA.....	<b>V</b> ienna <b>E</b> nhanced <b>R</b> esolution <b>A</b> nalysis
VERACLIM.....	<b>V</b> ienna <b>E</b> nhanced <b>R</b> esolution <b>A</b> nalysis <b>C</b> limatology
VERAfem.....	<b>V</b> ERA <b>f</b> inite <b>e</b> lement <b>m</b> ethod
VERTICATOR.....	<b>V</b> ertical <b>T</b> ransport and <b>O</b> rography
WMO.....	<b>W</b> orld <b>M</b> eteorological <b>O</b> rganisation
ZAMG.....	<b>Z</b> entralanstalt für <b>M</b> eteorologie und <b>G</b> eodynamik
2D.....	<b>2</b> -dimensional
3D.....	<b>3</b> -dimensional



# 1 Einleitung

## 1.1 Zur Motivation und Chronologie dieser Arbeit

Im Rahmen des FWF-Projektes VERACLIM erhielt ich die Möglichkeit, neben der Projektarbeit an dieser Dissertation zu arbeiten. Im Idealfall sollte sich das Dissertationsthema zumindest mit einem Teilbereich des bearbeitenden Projektes decken. Da es wenig Sinn macht, eine Dissertation über ein Projekt zu schreiben, in dem die hauptsächliche Arbeit darin besteht, Daten zu sammeln, aufzubereiten und zu kontrollieren, um dann mit diesen Daten Analysen zu berechnen, sollte ich mich für die synoptisch klimatologische Auswertung der Analysen eines meteorologischen Parameters entscheiden. Mich interessierten besonders die Windverhältnisse im Bereich der Alpen und so fiel die Wahl auf den Parameter Wind.

Die ursprüngliche Intention dieser Arbeit war also eine klimatologische Auswertung von Windfeldern im Bereich der Alpen. Diese Windfelder wurden im Rahmen des vom FWF finanzierten Projektes VERACLIM mit Hilfe des Analyse- und Interpolationssystems VERA, genau genommen durch das System VERAfem berechnet. VERAfem wurde Ende der 90er-Jahre des vorigen Jahrhunderts am Institut für Meteorologie und Geophysik entwickelt und wurde zu dieser Zeit mit einer Gitterdistanz von 10 bzw. 20 km als hoch auflösend bezeichnet.

Jahre vergingen damit, Daten zu sammeln und zu sortieren, Datenqualitätskontrolle durchzuführen, Biase zu berechnen und Analysen mit dem System VERAfem für fünf verschiedene Parameter in 3-stündiger zeitlicher Auflösung für den Zeitraum von 22 Jahren (1980-2001) zu erstellen. Aus 17 GB europäischer Synop-Daten wurden abgesehen von vielen Zwischenergebnissen über 300000 Analysen mit einem Speicherplatzbedarf von insgesamt 13 GB und zusätzlich für jede Station und jeden Gitterpunkt Zeitreihen mit einer Gesamtdatenmenge von 124 GB.

Ich begann mit der klimatologischen Auswertung der berechneten Windfelder und musste feststellen, dass sich die VERAfem-Windanalysen nur bedingt für eine klimatologische Auswertung der Windverhältnisse in den Alpen eigneten. Die VERAfem-Windanalysen enthalten zwar eine Datenqualitätskontrolle, für das VERAfem-Analysesystem existierten jedoch keine Wind-Fingerprints und das Analysesystem war auch nicht geeignet, Wind-Fingerprintfelder zur Verbesserung der Analysequalität zu nutzen.

Die Stärken des Analysesystems VERA sind ja abgesehen von der Modellunabhängigkeit die der eigentlichen Analyse vorangehende Datenqualitätskontrolle und vor allem die sogenannte Fingerprinttechnik, die es ermöglicht, Information von Gebieten mit großer Datendichte in Gebiete mit kleiner Datendichte zu übertragen (Downscaling) und das Analyseergebnis an einem regelmäßigen Gitter mit einem Gitterpunktabstand von 10 bzw. 20 km auszugeben. So konnten zwar 2D-Windanalysen mit einer räumlichen Auflösung von bis zu 10 km erzeugt werden, die verschiedenen Einflüsse der Orographie auf die räumliche Verteilung des Windes in einem so komplexen Gelände wie den Alpen konnten jedoch nicht berücksichtigt werden.

Die zeitliche Auflösung von 3 Stunden zusammen mit der 22-jährigen lückenlosen Reihe von Windfeldern auf einem regelmäßigen Gitter waren jedoch auch Grund genug, eine klimatologische Auswertung der Windverhältnisse in den Alpen durchzuführen.

Durch die Berechnung der räumlichen Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeiten und mittleren Windfelder für verschiedene Zeiträume konnten zwar die mittleren Windverhältnisse im Bereich der Alpen als Graphiken dargestellt werden, die Ergebnisse müssen jedoch in Hinblick auf die vereinfachte Analysemethode richtig und vor allem vorsichtig interpretiert werden. So muss zum Beispiel auch die Abhängigkeit der Windverteilung von der Stationsdichte bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden.

Auf Grund der fehlenden Windfingerprint-Information und der damit nahezu unberücksichtigten Einflüsse der Orographie auf das Windfeld wie zum Beispiel Kanalisierungseffekte oder thermisch induzierte (Berg-Talwind-) Zirkulation können die mittleren Windfelder nur als grobe Richtwerte betrachtet werden.

Wenn auch auf Grund der bestehenden räumlichen Auflösung der Windanalysen keine mesoskaligen Phänomene wie die thermisch induzierte Zirkulation in Form von Berg- und Talwinden erkennbar sind, so eignen sich die Mittelwindfelder jedoch gut, um auf dem „alpinen Scale“ das Phänomen des „Alpine Pumping“ zu demonstrieren.

Eine reine Windklimatologie aus den mit VERAfem erzeugten Windfeldern zu erstellen, wäre als Kernthema für eine Dissertation jedoch nicht ausreichend.

Das Projekt VERACLIM wurde im Sommer 2005 beendet, wobei der Schwerpunkt der publizierten Ergebnisse in der klimatologischen Auswertung von Druck- und Temperaturfeldern lag (Knabl 2004, Suklitsch 2004, Bica et al. 2005, 2006, 2007, Steinacker et al. 2005, Turecek 2004, Biermair 2007, Hofer 2008).

Das Ziel des ebenfalls vom FWF finanzierten Nachfolgeprojektes MESOCLIM ist die Erweiterung der VERACLIM-Ergebnisse auf einen Zeitraum von mindestens 30 Jahre (Klimanormalperiode) bei einer gleichzeitigen Verwendung des verbesserten Analysesystems VERAxX. Dieses verbesserte Analysesystem hat gegenüber VERAfem den Vorteil der frei wählbaren Domäne und räumlichen Auflösung.

Als der Projektantrag für MESOCLIM verfasst wurde, ging man davon aus, dass das neue Analysesystem VERAxX bis zum Projektbeginn für 2D- bzw. 3D-Analysen bei Verwendung verschiedener Fingerprint-Felder zur Verfügung steht.

Ein weiteres Ziel von MESOCLIM war die Entwicklung eines eigenen Wind-Fingerprints, um Phänomene wie die thermisch induzierte Zirkulation (Berg- und Talwinde) oder Kanalisierungseffekte in den Windanalysen berücksichtigen zu können.

Da die Entwicklung eines Wind-Fingerprints als Kernthema für eine Dissertation geeignet sein sollte, übernahm ich während meiner Mitarbeit bei MESOCLIM deshalb diese Aufgabe.

Der Entwicklungsstand von VERAxX war jedoch zu Beginn dieser Arbeit noch nicht so weit fortgeschritten, dass 3D-Windanalysen berechnet werden konnten. So konzentrierte ich mich auf die Verbesserung von VERAxX-2D-Windanalysen durch die Verwendung eines 2D-Wind-Fingerprintfeldes, das von mir im Rahmen dieser Dissertation entwickelt werden sollte.

Im Zuge von Experimenten mit VERAxX-2D-Windanalysen stellte ich fest, dass beim System VERAxX die 2D-Windanalysen aus zwei unabhängigen 2D-Analysen der Windvektor-Komponenten  $u$  und  $v$  bestehen, d. h.  $u$  und  $v$  werden dabei als zwei Skalare betrachtet, die voneinander unabhängig analysiert werden und in keiner Weise gekoppelt sind. Eine Koppelung von  $u$  und  $v$  (z.B. durch Verwendung von gemischten Ableitungen im Ansatz von VERAxX) war zwar geplant, die Fertigstellung dieser verbesserten Version von VERAxX-Windanalysen war jedoch zu diesem Zeitpunkt noch nicht absehbar.

Das Kernthema dieser Dissertation ist somit die Entwicklung eines 2D-Windfingerprintfeldes und einer Methode, wie sich ein 2D-Windfingerprintfeld in ein 2D-Analysesystem wie VERAxX einbinden lässt. Die Fingerprint-Technik wurde nie zuvor auf den Parameter Wind angewandt.

Ich entwickelte ein Windfingerprintfeld, das das Muster der thermisch induzierten Zirkulation im „Talwind-Scale“ (Berg- und Talwinde) an gradientschwachen Strahlungstagen wiedergibt, um 2D-Windanalysen besonders bei gradientschwachen Strahlungslagen zu verbessern. Dabei ging ich von einem schon verfügbaren Fingerprint-Feld für Druckanalysen, dem so genannten „thermischen

Druckfingerprint“ aus, modifizierte dieses Feld durch orographische Gewichtung, berechnete daraus ein Windfeld des antitriptischen Windes und modifizierte dieses Windfeld nochmals mit einer weiteren orographischen Gewichtung (Kapitel 5.1). Das entstandene Windfingerprintfeld wurde von mir „thermischer Windfingerprint“ genannt.

Nach Fertigstellung des thermischen Windfingerprints wäre die einfachste Methode gewesen, die beiden 2D-Windvektor-Komponenten als Skalare zu betrachten und mit VERAxX zu interpolieren, wobei als Fingerprint-Felder die beiden Vektorkomponenten des thermischen Windfingerprints verwendet werden. Dies hätte aber zur Folge, dass die beiden „Muster“ der Windfingerprint-Komponenten in den beiden Windvektorkomponenten höchstwahrscheinlich unterschiedlich stark erkannt werden und es somit zu einer unterschiedlich starken Aufprägung der Windfingerprint-Komponenten auf die Windvektorkomponenten kommen würde und dies zwangsläufig zu einem unerwünschten Ergebnis führen würde.

Ich musste also eine geeignete Methode entwickeln, die es ermöglicht, VERAxX-2D-Windanalysen mit einem 2D-Windfingerprintfeld zu verknüpfen. Die Idee für diese Methode besteht darin, den Stations-Windvektor in einen vom Windfingerprintvektor erklärten und unerklärten Anteil aufzuspalten. Dabei entstehen zwei Vektoren, wobei einer normal und einer parallel zum Windfingerprintvektor steht. Der Gewichtungsfaktor  $c$  ist dann das Längenverhältnis des Parallelvektors zum Windfingerprintvektor und gibt an, wie stark der Stationswindvektor durch den Windfingerprintvektor repräsentiert wird. Das gesamte  $c$ -Feld ist dann ein Maß dafür, wie stark das Windfingerprintmuster im Stationsvektorfeld erkannt und später dem gesamten analysierten Windfeld aufgeprägt wird (Kapitel 5.2).

Um den positiven Einfluss des Windfingerprints und der Methode, wie dieses Windfingerprintfeld mit der Windanalyse verknüpft wird, zu demonstrieren, erzeugte ich Graphiken mit unterschiedlichen Feldern für die Inntal-Domäne, da das Inntal ein markantes Tal innerhalb der Alpen und gut untersucht ist. In den Graphiken für die Inntal-Domäne beträgt die Gitterdistanz 2 km und es ist gut zu sehen, wie bei Windanalysen mit Windfingerprint die typischen Strömungsmuster einer Berg-Talwind-Zirkulation erkennbar sind, während dies bei Windanalysen ohne Windfingerprint nicht der Fall ist (Kapitel 5.3). Um eine statistische Auswertung mit Hilfe von Kreuzvalidierungen durchführen zu können, musste jedoch eine Domäne (wie z.B. die Alpen- oder frühere VERAfem-Domäne) mit ausreichend vielen (mindestens etwa 100) Stationen gewählt werden.

Mit Hilfe der Kreuzvalidierung kann gezeigt werden, dass diese Art der Windfingerprintmethode funktioniert und objektiv beweisbar ein deutlich besseres Analyseergebnis bei einer Windanalyse mit Windfingerprint im Vergleich zu einer Windanalyse ohne Windfingerprint erzielt werden kann (Kapitel 5.4).

Es folgten unzählige Versuche, um die besten Einstellungen und Schwellwerte herauszufinden. Es mussten auch numerische Probleme, die sich auf Grund von sehr kleinen Windfingerprint-Werten ergaben, gelöst werden. Viele Ideen wurden nach etlichen Versuchen wieder verworfen.

Später wurde dann zusätzlich zum thermischen Windfingerprint das Konzept eines „aktuellen Windfingerprints“ entwickelt, der anstatt aus dem thermischen Druckfingerprint aus der aktuellen Druck-Analyse erzeugt wird und deshalb die aktuelle synoptische Situation und Druckverteilung berücksichtigt.

Ein dritter Windfingerprint wurde durch Mittelung von Windanalyse-Feldern (von Terminen mit gradientschwachen Strahlungslagen) eines hoch auflösenden dreidimensionalen Vorhersagemodells, dem COSMO2-Modell erzeugt. Das COSMO2-Modell hat eine Gitterdistanz von 2,2 km und sollte somit die größten inneralpinen Täler auflösen. Einer der Vorteile dieses „COSMO2-Windfingerprints“ liegt darin, dass es sich hier um ein echtes 3D-Modell handelt, womit auch viele 3D-Effekte und physikalische Gesetzmäßigkeiten wie Massenkontinuität, Düseneffekte, Eckeneffekte, Um- und Überströmung von Geländeformationen berücksichtigt werden.

Zuletzt wurden für mehrere Termine (insbesondere für gradientschwache Strahlungslagen) Windanalysen mit den unterschiedlichen Windfingerprints bzw. ohne Windfingerprint berechnet, graphisch dargestellt und mit Hilfe von Kreuzvalidierungen statistisch ausgewertet und verglichen. Eine Zusammenstellung dieser Fallbeispiele bildet den Abschluss dieser Arbeit.

## **1.2 Bisherige Arbeiten zum Thema Analyse, Fingerprint-Technik und Windklimatologie im Bereich der Alpen**

Das einem Teil dieser Arbeit zu Grunde liegende Analysesystem VERAfem, das eine zweidimensionale Analyse unregelmäßig verteilter skalarer und vektorieller Beobachtungsdaten auf ein regelmäßiges Gitter ermöglicht, wurde schon in mehreren Publikationen, Diplomarbeiten und Dissertationen beschrieben (Pötttschacher et al., 1996a, 1996b, 1998c; Schmölz, 1999; Steinacker et al., 2000; Schmölz et al., 2000; Knabl, 2004; Suklitsch, 2004; Steinacker et al., 2006; Bica, 2007). Eine der wichtigsten Bestandteile von VERAfem ist die integrierte Datenqualitätskontrolle (Steinacker et al., 1998; Groehn et al., 1999, 2000a, 2000b; Steinacker et al., 2000; Groehn, 2002). Besondere Bedeutung hat die so genannte Fingerprint-Technik, mit der es möglich ist, Zusatzwissen über die Einflüsse der Orographie auf den zu analysierenden Parameter in die Analyse einzubringen (Pötttschacher et al., 1998a, 1998b; Ratheiser und Steinacker, 2005; Bica und Steinacker, 2005). Bei der VERAfem-Windanalyse gibt es jedoch keine Möglichkeit, einen Windfingerprint zu verwenden. Eine ausführliche Einführung in das Analysesystem VERA folgt in Kapitel 2.

Es gibt unzählige windklimatologische Auswertungen für den europäischen Raum. Die üblichen klimatologischen Auswertungen des Windes beziehen sich entweder auf einzelne Stationen und kleinere Gebiete, wobei die zeitliche Auflösung dabei sehr hoch sein kann, oder es wurden Windkarten aus Daten mit geringer räumlicher oder zeitlicher Auflösung erstellt. Eine klimatologische Auswertung der Windverhältnisse in Europa in Form von Windkarten enthält zum Beispiel der Europäische Windatlas (Troen und Petersen, 1990), der für die Kommission der Europäischen Gemeinschaften herausgegeben wurde, um die räumliche Verteilung des Windenergie-Potentials in Europa zu beschreiben. Die räumliche Auflösung der Windkarten der mittleren Windgeschwindigkeit im Europäischen Windatlas ist jedoch relativ gering, und Windrichtungshäufigkeiten werden nur für einzelne Stationen angegeben. Windklimatologien von Alpenländern wie Schweiz und Österreich, die zum Zeitpunkt der Herausgabe des Europäischen Windatlases keine Mitgliedsstaaten der Europäischen Union waren (die Schweiz ist es bis heute noch nicht), werden im Europäischen Windatlas nicht behandelt.

Eine weitere windklimatologische Beschreibung des europäischen Raums findet man in dem Klimatologie-Standardwerk „World Survey of Climatology“ (Landsberg und Wallen, 1970, 1977), in dem das Klima von Europa beschrieben wird. In diesem Werk werden in einer Windkarte nur die Windrichtungshäufigkeiten ausgewählter Stationen Zentraleuropas in Form von Windrosen dargestellt. Karten der mittleren Windgeschwindigkeit existieren für kleinere Regionen innerhalb der Alpen (Dobesch et al., 2003; Pokorny, 1981; Pokorny et al., 1994; Pokorny und Neuwirth, 1985).

Bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt gibt es jedoch keine einheitlichen Windklimatologie-Karten für den gesamten Bereich der Alpen. Es liegt also nahe, die 64288 im Rahmen von VERA CLIM berechneten VERAfem-Windanalysen des Zeitraums 1980-2001, die im zeitlichen Abstand von 3 Stunden und mit einer Gitterdistanz von 10 bzw. 20 km zur Verfügung stehen, für eine windklimatologische Auswertung des Alpenraums zu verwenden.

Das Phänomen des Alpenen Pumpens war auch schon Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Eine Einführung und Literaturhinweise zu diesem Thema folgen in Kapitel 4.4.

In Kapitel 5 wird eine neue Windfingerprint-Methode vorgestellt, durch die die Qualität einer 2D-Windanalyse erhöht werden kann. Sowohl die Erzeugung der Windfingerprint-Felder als auch die Verknüpfung eines 2D-Windfingerprints mit einem 2D-Windanalyse-System wurden erst im Rahmen dieser Dissertation entwickelt und werden deshalb auch zum ersten Mal in dieser Arbeit beschrieben.

## 2 Das Analyseverfahren VERA

### 2.1 VERAfem

Das Analyse- und Interpolationsverfahren VERA wurde seit 1995 am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien unter der Leitung von Prof. Dr. Steinacker entwickelt und seither laufend verbessert und weiterentwickelt.

VERA ist ein objektives, automatisches Echtzeit-Analyseverfahren, mit dem es möglich ist, meteorologische Daten über komplexer Orographie zu analysieren. VERA ist auch in der Lage, mesoskalige Strukturen aufzulösen, die kleiner als die Skala des mittleren Stationsabstandes sind, indem Vorwissen über den Einfluss der Topographie auf die meteorologischen Größen in die Analyse eingebracht wird (Downscaling durch Fingerprint-Technik). Es können damit sowohl skalare als auch vektorielle Größen, die an unregelmäßig verteilten Stationen vorliegen, auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert werden.

VERAfem ist die ursprüngliche Version von VERA. Die Zusatzbezeichnung „fem“ steht für „finite element method“ und ist ein Hinweis darauf, dass bei dieser Methode die numerische Diskretisierung mit Hilfe von (räumlich begrenzten) Subdomänen erfolgt. Das System VERAfem ist am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien operationell in Betrieb und findet vor allem in der Flugmeteorologie, dem militärischen Wetterdienst und in der Lehre Anwendung ([www.univie.ac.at/img-wien/vera/index.html](http://www.univie.ac.at/img-wien/vera/index.html)).

Die wesentlichen Eigenschaften von VERAfem sind:

- Die im System inkludierte Datenqualitätskontrolle und Fehlerkorrektur, die die einzelnen Messwerte auf ihre räumliche physikalische Konsistenz prüft.
- Die 2D-Interpolation der unregelmäßig verteilten Stationsdaten auf ein regelmäßiges Gitter mit einer räumlichen Auflösung von 10 bzw. 20 km, wobei hier ein Variationsansatz verwendet wird.
- Die so genannte Fingerprint-Technik: Die Einflüsse der Topographie auf das zu analysierende skalare oder vektorielle Feld gehen in Form der so genannten Fingerprints ein. Dabei werden bekannte orographische Einflüsse auf das betrachtete Feld erkannt und zum Downscaling verwendet.
- Die Modell-Unabhängigkeit des Systems: VERA benötigt kein Prognosefeld eines numerischen Modells oder „first guess“-Feld als Anfangszustand. Dadurch ist es möglich, Ergebnisse numerischer Vorhersagemodelle zu verifizieren.

Der Variationsansatz und die Einbringung der Fingerprint-Information im Zusammenhang mit dem Analysesystem VERAxX wird in Kapitel 2.3 genauer erläutert.

Die Methode der VERAfem-Analyse wird in Kapitel 2.2 nur an Hand der Windanalyse erklärt. Die VERAfem-Windanalyse wurde schon ansatzweise in den Arbeiten von Steinacker (2000) und Schmölz (1999) beschrieben, jedoch noch nie in allen Einzelheiten. Das Verfahren der VERAfem-Windanalyse ist zwar nicht Kernthema dieser Dissertation, eine Einführung dazu gibt aber die Gelegenheit zu einer ausführlichen und vollständigen Dokumentation vom Ansatz bis zur numerischen Realisierung dieses Windanalyse-Systems (Kapitel 2.2).

## 2.2 Die VERAfem-Windanalyse

In diesem Kapitel wird das Verfahren der VERAfem-Windanalyse, das sich sowohl zur 2D-Analyse als auch zur Qualitätskontrolle von Winddaten eignet, beschrieben. Für die VERAfem-Windanalyse wird im Gegensatz zu den VERAfem-Analysen skalarer Parameter (wie z.B. Luftdruck, potentielle Temperatur oder äquivalentpotentielle Temperatur) kein Fingerprint verwendet. Ein Windfingerprint wird erst im Zusammenhang mit dem Analyse-System VERAxX entwickelt.

Ganz allgemein kann jeder horizontale zweidimensionale Windvektor  $\mathbf{v}$  in seine skalaren, horizontalen Komponenten aufgespalten werden. Es wäre physikalisch gesehen nicht sinnvoll, jede Horizontalkomponente des Windvektors für sich allein zu analysieren. Deshalb wählt man hier eine Methode, die jeden Vektor in seiner Gesamtheit betrachtet (Doswell et al, 1988), wobei beide Windkomponenten  $u$  und  $v$  zusammen analysiert werden.

Die horizontale Verteilung von  $u$  und  $v$  lässt sich durch eine Taylor-Reihe beschreiben:

$$u_{j(i)} = u_i + \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)_i x_{j(i)} + \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right)_i y_{j(i)} + \dots \text{Ableitungen höherer Ordnung}$$

Glg. 2.1

$$v_{j(i)} = v_i + \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right)_i x_{j(i)} + \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)_i y_{j(i)} + \dots \text{Ableitungen höherer Ordnung}$$

mit:

- Der Index  $i$  steht für einen Gitterpunkt innerhalb der VERA-Domäne
- Der Index  $j(i)=1,2$  steht für eine von zwei Umgebungsstationen des aktuellen Gitterpunkts, die zusammen mit dem Gitterpunkt ein Dreieck bilden (Abb.2.1).
- $u_i$  und  $v_i$  sind die Horizontalkomponenten des Windvektors am aktuellen Gitterpunkt
- $u_{j(i)}$  und  $v_{j(i)}$  sind die Horizontalkomponenten der Windvektoren der beiden Nachbarstationen
- $x_{j(i)}$  und  $y_{j(i)}$  sind die kartesischen Koordinaten der beiden Nachbarstationen  $j=1,2$  mit dem Gitterpunkt  $i$  als Koordinatenursprung (Abb.2.1)

Nachdem sich die VERAfem-Windanalyse-Methode sowohl zur Qualitätskontrolle von Stationswind-Meßwerten als auch zur Analyse von Windfeldern auf ein regelmäßiges Gitter eignet, wird bei der Beschreibung dieser Methode zunächst von der Anwendung als Analysemethode ausgegangen. Dabei werden die Windvektorkomponenten  $u_i$  und  $v_i$  am aktuellen Gitterpunkt vorläufig Null gesetzt.

Das horizontale Windfeld wird umso genauer beschrieben, je mehr Terme mit höheren Ableitungen in den Gleichungen 2.1 enthalten sind. Betrachtet man jedoch immer nur ein begrenztes Gebiet, wie es bei dieser Methode der Fall ist, so kann man die Glieder zweiter und höherer Ordnung vernachlässigen. Was bleibt, ist eine linearisierte Näherung für die Beschreibung des horizontalen Windfeldes.

Es wird um einen Gitterpunkt  $i$  mit Hilfe zweier benachbarter Stationen (deren optimale Auswahl ein Unterprogramm bestimmt) ein Dreieck gebildet (Abb. 2.1).

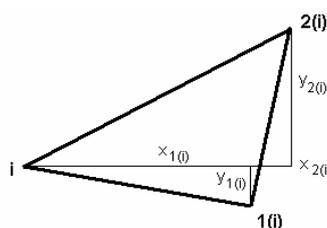


Abb. 2.1.: Dreieck zwischen einem Gitterpunkt der VERA-Domäne und zwei benachbarten Stationen  $j(i)=1(i),2(i)$ .

Durch Erweiterung und Umformung der Gleichungen 2.1 erhält man

$$u_{j(i)} - u_i = -\frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_i y_{j(i)} + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_i x_{j(i)} + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)_i x_{j(i)} + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)_i y_{j(i)}$$

Glg. 2.2

$$v_{j(i)} - v_i = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_i x_{j(i)} + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_i y_{j(i)} - \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)_i y_{j(i)} + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)_i x_{j(i)}$$

wobei es sich bei den Termen innerhalb der Klammerausdrücke um kinematische Größen handelt.

Diese sind:

- $\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \zeta \dots$  Vorticity Glg. 2.3

- $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = D \dots$  Divergenz Glg. 2.4

- $\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} = E \dots$  Streckungsdeformation Glg. 2.5

- $\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} = F \dots$  Scherungsdeformation Glg. 2.6

Deshalb kann man die Gleichungen 2.2 auch umformulieren zu:

$$u_{j(i)} - u_i = \left( \frac{D_i}{2} \right) x_{j(i)} - \left( \frac{\zeta_i}{2} \right) y_{j(i)} + \left( \frac{E_i}{2} \right) x_{j(i)} + \left( \frac{F_i}{2} \right) y_{j(i)}$$

Glg. 2.7

$$v_{j(i)} - v_i = \left( \frac{D_i}{2} \right) y_{j(i)} + \left( \frac{\zeta_i}{2} \right) x_{j(i)} - \left( \frac{E_i}{2} \right) y_{j(i)} + \left( \frac{F_i}{2} \right) x_{j(i)}$$

Mit zwei Nachbarstationen (j=1,2) erhält man 4 Gleichungen mit den vier Unbekannten  $D_i$ ,  $\zeta_i$ ,  $E_i$  und  $F_i$ :

$$u_{1(i)} - u_i = \left( \frac{D_i}{2} \right) x_{1(i)} - \left( \frac{\zeta_i}{2} \right) y_{1(i)} + \left( \frac{E_i}{2} \right) x_{1(i)} + \left( \frac{F_i}{2} \right) y_{1(i)}$$

$$v_{1(i)} - v_i = \left( \frac{D_i}{2} \right) y_{1(i)} + \left( \frac{\zeta_i}{2} \right) x_{1(i)} - \left( \frac{E_i}{2} \right) y_{1(i)} + \left( \frac{F_i}{2} \right) x_{1(i)}$$

Glg. 2.8

$$u_{2(i)} - u_i = \left( \frac{D_i}{2} \right) x_{2(i)} - \left( \frac{\zeta_i}{2} \right) y_{2(i)} + \left( \frac{E_i}{2} \right) x_{2(i)} + \left( \frac{F_i}{2} \right) y_{2(i)}$$

$$v_{2(i)} - v_i = \left( \frac{D_i}{2} \right) y_{2(i)} + \left( \frac{\zeta_i}{2} \right) x_{2(i)} - \left( \frac{E_i}{2} \right) y_{2(i)} + \left( \frac{F_i}{2} \right) x_{2(i)}$$

Mit den bekannten Geschwindigkeitskomponenten auf der linken Seite der Gleichungen 2.8 lassen sich somit die vier kinematischen Größen  $D_i$ ,  $\zeta_i$ ,  $E_i$  und  $F_i$  berechnen.

Das Gleichungssystem 2.8 kann in Matrix-Form so geschrieben werden:

$$\mathbf{K}_i = \mathbf{U}_i \mathbf{R}_i^{-1}$$

Glg. 2.9

wobei:

$$\mathbf{K}_i = (D_i, \zeta_i, E_i, F_i)$$

$$\mathbf{U}_i = 2(u_{1(i)} - u_i, v_{1(i)} - v_i, u_{2(i)} - u_i, v_{2(i)} - v_i)$$

$$\mathbf{R}_i = \begin{pmatrix} x_{1(i)} & -y_{1(i)} & x_{1(i)} & y_{1(i)} \\ y_{1(i)} & x_{1(i)} & -y_{1(i)} & x_{1(i)} \\ x_{2(i)} & -y_{2(i)} & x_{2(i)} & y_{2(i)} \\ y_{2(i)} & x_{2(i)} & -y_{2(i)} & x_{2(i)} \end{pmatrix}$$

Bei der VERAfem-Analyse von skalaren Parametern (reduzierter Druck, potentielle Temperatur, äquivalentpotentielle Temperatur) werden um die Gitterpunkte jeweils 5 für die Berechnung der Analyse ideal liegende Umgebungsstationen gesucht und mit Hilfe deren Positionen ein Fünfeck gebildet, das im Inneren aus fünf Dreiecken besteht (Abbildung 2.2). Somit entsteht für die Berechnung jedes Gitterpunktwertes eine eigene Subdomäne innerhalb der VERA-Domäne. Aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit von VERAfem-Analysen skalarer Parameter und VERAfem-Windanalysen werden auch bei der VERAfem-Windanalyse Fünfecke aus 5 Umgebungsstationen gebildet (Abbildung 2.2).

Für jedes der fünf Dreiecke erhält man nun mit der Gleichung 2.9 die kinematischen Größen, genau genommen für die Schwerpunkte der fünf Dreiecke.

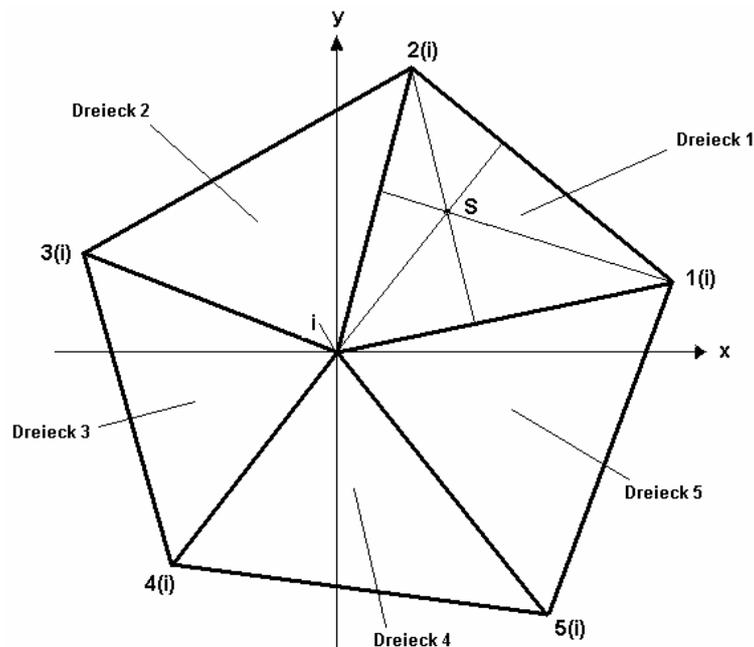


Abb. 2.2: Stations-Fünfeck bestehend aus dem betrachteten Gitterpunkt  $i$  und den fünf dazugehörigen Umgebungsstationen  $1(i)$ ... $5(i)$ . Der mit  $S$  bezeichnete Punkt ist der Dreiecksschwerpunkt des 1. Dreiecks.

Um die gesuchten Geschwindigkeitskomponenten  $u_i$  und  $v_i$  am aktuellen Gitterpunkt zu erhalten, wendet man das Variationsprinzip an (Steinacker et al., 2000; Bica, 2007):

$$J_i(u_i, v_i) = \iint_A \mathbf{K}_{\tau(i)}^2(u_i, v_i) dx dy \rightarrow \min \quad \text{Glg. 2.10}$$

wobei:

- A.....Fläche des Fünfecks
- $\tau(i) = 1 \dots 5$ , Index für die fünf Dreiecke
- i.....Index für den betrachteten Gitterpunkt
- $J_i(u_i, v_i)$  .....Kostenfunktion
- $\mathbf{K}$  .....Matrix der kinematischen Größen

Die Gleichung 2.10 besagt, dass die Kostenfunktion und damit das Quadrat der kinematischen Größen innerhalb des betrachteten Fünfecks (Subdomäne) minimiert werden. Da in den kinematischen Größen erste Ableitungen der Geschwindigkeitskomponenten in x- und y-Richtung vorkommen, werden durch die Gleichung 2.10 die Steigungen (Änderungen der Windrichtungskomponenten in x- und y-Richtung) minimiert. Das Quadrat in der Gleichung 2.10 dient dazu, dass sich positive und negative Werte der kinematischen Größen nicht aufheben. Durch die folgende Summenschreibweise kann die Gleichung 2.10 approximiert werden:

$$J_i(u_i, v_i) \approx \sum_{\tau=1}^5 a_{K_{\tau(i)}} \mathbf{K}_{\tau(i)}^2(u_i, v_i) \rightarrow \min \quad \text{Glg. 2.11}$$

wobei  $a_{K_{\tau(i)}}$  ein Gewichtungsfaktor ist, der den Einfluss der unterschiedlichen Dreiecksflächen und Dreiecksformen berücksichtigt.

$$a_{K_{\tau(i)}} = \frac{1}{\sum_{j=0}^2 \left[ \left( \frac{\partial \mathbf{K}_{\tau(i)}}{\partial u_{j(\tau(i))}} \right)^2 + \left( \frac{\partial \mathbf{K}_{\tau(i)}}{\partial v_{j(\tau(i))}} \right)^2 \right]} \quad \text{Glg. 2.12}$$

Der Index j in der Gleichung 2.12 bezeichnet eine der beiden Nachbarstationen, die zusammen mit dem Gitterpunkt i ein Dreieck (mit dem Index  $\tau(i)$ ) bilden.

Der Gewichtungsfaktor  $a_{K_{\tau(i)}}$  ist deshalb notwendig, da sich im Falle sehr kleiner Dreiecksflächen die einzelnen kinematischen Größen auch schon bei geringfügigen Änderungen der Windgeschwindigkeitskomponenten am betrachteten Gitterpunkt stark ändern würden. Da es jedoch nicht sinnvoll ist, dass ein kleines Dreieck einen so viel größeren Einfluss auf das Ergebnis hat als ein großes Dreieck, wird dies mit der empirisch gefundenen Gleichung 2.12 kompensiert. Der Gewichtungsfaktor  $a_{K_{\tau(i)}}$  berücksichtigt also den Einfluss der Dreiecksfläche und Dreiecksform auf das Ergebnis und wird für jedes Dreieck des Stationsfünfecks und für jede der 4 kinematischen Größen berechnet und angewendet. Dieser Gewichtungsfaktor ist umso kleiner, je „sensibler“ die entsprechende kinematische Größe in dem entsprechenden Dreieck auf Veränderungen der Geschwindigkeitskomponenten  $u_i$  und  $v_i$  am betrachteten Gitterpunkt reagiert.

Statt der Minimierung der Summen aller oben genannten kinematischer Größen zu berechnen, könnte man auch nur die Divergenzsumme minimieren. Die Gleichung 2.11 würde sich dann vereinfachen zu:

$$\sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} D_{\tau(i)}^2(u_i, v_i) \rightarrow \min \quad \text{Glg. 2.13}$$

Versuche haben jedoch gezeigt, dass die Minimierung der Divergenzsumme alleine nicht so gute Ergebnisse liefert wie die Minimierung der Summen aller 4 oben genannten kinematischen Größen (Schmölz, 1999).

Die Gleichung 2.11 kann auch so geschrieben werden:

$$\sum_{\tau=1}^5 \left[ a_{D_{\tau(i)}} D_{\tau(i)}^2(u_i, v_i) + a_{\zeta_{\tau(i)}} \zeta_{\tau(i)}^2(u_i, v_i) + a_{E_{\tau(i)}} E_{\tau(i)}^2(u_i, v_i) + a_{F_{\tau(i)}} F_{\tau(i)}^2(u_i, v_i) \right] \rightarrow \min. \quad \text{Glg. 2.14}$$

Die folgenden Gleichungen (2.15 bis 2.20) gelten zwar für alle 4 kinematischen Größen, es soll jedoch der besseren Übersichtlichkeit wegen statt  $\mathbf{K}$  die Divergenz  $D$  in die Formeln eingesetzt werden.

Um  $\Delta u_i$  und  $\Delta v_i$  für den betrachteten Gitterpunkt zu erhalten, kann folgender Taylor-Ansatz angewandt werden:

$$\boxed{D_{\tau(i)} = D_{\tau(i),obs} + \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) \Delta u_i + \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right) \Delta v_i} \quad \text{Glg. 2.15}$$

wobei  $D_{\tau(i),obs}$  die für jedes der fünf Dreiecke berechnete Divergenz ist, die nach der Gleichung 2.9 berechnet werden kann.

Durch die Kombination von Gleichung 2.13 und Gleichung 2.15 erhält man:

$$\sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left[ D_{\tau(i),obs} + \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) \Delta u_i + \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right) \Delta v_i \right]^2 \rightarrow \min. \quad \text{Glg. 2.16}$$

Daraus folgt:

$$\sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left[ D_{\tau(i),obs}^2 + 2D_{\tau(i),obs} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) \Delta u_i + 2D_{\tau(i),obs} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right) \Delta v_i + 2 \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right) \Delta u_i \Delta v_i + \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right)^2 (\Delta u_i)^2 + \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right)^2 (\Delta v_i)^2 \right] \rightarrow \min. \quad \text{Glg. 2.17}$$

Um das Minimum zu erhalten, leitet man die Gleichung 2.17 nach  $u_i$  und  $v_i$  ab, und setzt die zwei so erhaltenen Gleichungen Null. Somit stehen zwei Gleichungen zur Verfügung, die mit den zwei Unbekannten  $\Delta u_i$  und  $\Delta v_i$  auch lösbar sind (Gleichungen 2.18 und 2.19).

$$\sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} D_{\tau(i),obs} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) + \Delta u_i \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right)^2 + \Delta v_i \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right) = 0 \quad \text{Glg. 2.18}$$

$$\sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} D_{\tau(i),obs} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right) + \Delta u_i \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right) + \Delta v_i \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right)^2 = 0 \quad \text{Glg. 2.19}$$

In Kurzform kann man die Gleichungen 2.18 und 2.19 auch so schreiben:

$$\text{Summe 1} + \Delta u_i \text{ Summe 2} + \Delta v_i \text{ Summe 3} = 0$$

$$\text{Summe 4} + \Delta u_i \text{ Summe 5} + \Delta v_i \text{ Summe 6} = 0$$

oder in Matrix-Form:

$$\begin{bmatrix} \Delta u_i \\ \Delta v_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\text{Summe1} \\ -\text{Summe4} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \text{Summe2} & \text{Summe3} \\ \text{Summe5} & \text{Summe6} \end{bmatrix}^{-1}$$

Glg. 2.20

wobei:

$$\text{Summe1} = \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} D_{\tau(i),obs} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right)$$

$$\text{Summe2} = \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right)^2$$

$$\text{Summe3} = \text{Summe5} = \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} \right) \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right)$$

$$\text{Summe4} = \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} D_{\tau(i),obs} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right)$$

$$\text{Summe6} = \sum_{\tau=1}^5 a_{D_{\tau(i)}} \left( \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} \right)^2$$

Setzt man statt der Divergenz D alle 4 kinematischen Größen ein, lässt den Index i weg, und schreibt die gesamten Summen aus, so erhält man für z.B. für die Summe2:

Summe 2 =

$$\begin{aligned} & a_{D_1} \left( \frac{\partial D_1}{\partial u} \right)^2 + a_{D_2} \left( \frac{\partial D_2}{\partial u} \right)^2 + a_{D_3} \left( \frac{\partial D_3}{\partial u} \right)^2 + a_{D_4} \left( \frac{\partial D_4}{\partial u} \right)^2 + a_{D_5} \left( \frac{\partial D_5}{\partial u} \right)^2 + \\ & a_{\zeta_1} \left( \frac{\partial \zeta_1}{\partial u} \right)^2 + a_{\zeta_2} \left( \frac{\partial \zeta_2}{\partial u} \right)^2 + a_{\zeta_3} \left( \frac{\partial \zeta_3}{\partial u} \right)^2 + a_{\zeta_4} \left( \frac{\partial \zeta_4}{\partial u} \right)^2 + a_{\zeta_5} \left( \frac{\partial \zeta_5}{\partial u} \right)^2 + \\ & a_{E_1} \left( \frac{\partial E_1}{\partial u} \right)^2 + a_{E_2} \left( \frac{\partial E_2}{\partial u} \right)^2 + a_{E_3} \left( \frac{\partial E_3}{\partial u} \right)^2 + a_{E_4} \left( \frac{\partial E_4}{\partial u} \right)^2 + a_{E_5} \left( \frac{\partial E_5}{\partial u} \right)^2 + \\ & a_{F_1} \left( \frac{\partial F_1}{\partial u} \right)^2 + a_{F_2} \left( \frac{\partial F_2}{\partial u} \right)^2 + a_{F_3} \left( \frac{\partial F_3}{\partial u} \right)^2 + a_{F_4} \left( \frac{\partial F_4}{\partial u} \right)^2 + a_{F_5} \left( \frac{\partial F_5}{\partial u} \right)^2 \end{aligned}$$

Glg. 2.21

wobei zum Beispiel:

$$a_{D_1} = \frac{1}{\sum_{j=0}^2 \left[ \left( \frac{\partial D_1}{\partial u_{j(1)}} \right)^2 + \left( \frac{\partial D_1}{\partial v_{j(1)}} \right)^2 \right]}$$

mit j=[0,2] als Index für die jeweiligen zwei Nachbarstationen und den aktuellen Gitterpunkt (Abb.2.1 und 2.2).

Alle Summen werden in ähnlicher Weise berechnet wie beim obigen Beispiel für die Summe2 (Gleichung 2.21).

Alle Ableitungen der kinematischen Größen nach den Windgeschwindigkeitskomponenten  $u$  und  $v$  wie z.B.  $\frac{\partial D}{\partial u}$ , hier auch Sensibilitäten (der kinematischen Größe auf Veränderungen von  $u$  und  $v$  des Gitterpunktes) genannt, werden auf folgende Weise bestimmt:

Die Gleichung 2.9 nach  $u$  und  $v$  abgeleitet, ergibt

$$\frac{\partial \mathbf{K}_{\tau(i)}}{\partial u_i} = \mathbf{R}_{\tau(i)}^{-1} \frac{\partial \mathbf{U}_{\tau(i)}}{\partial u_i} \quad \text{Glg. 2.22}$$

$$\frac{\partial \mathbf{K}_{\tau(i)}}{\partial v_i} = \mathbf{R}_{\tau(i)}^{-1} \frac{\partial \mathbf{U}_{\tau(i)}}{\partial v_i} \quad \text{Glg. 2.23}$$

wobei:

- $\frac{\partial \mathbf{K}_{\tau(i)}}{\partial u_i} = \begin{pmatrix} \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial u_i} & \frac{\partial \zeta_{\tau(i)}}{\partial u_i} & \frac{\partial E_{\tau(i)}}{\partial u_i} & \frac{\partial F_{\tau(i)}}{\partial u_i} \end{pmatrix}$
- $\frac{\partial \mathbf{K}_{\tau(i)}}{\partial v_i} = \begin{pmatrix} \frac{\partial D_{\tau(i)}}{\partial v_i} & \frac{\partial \zeta_{\tau(i)}}{\partial v_i} & \frac{\partial E_{\tau(i)}}{\partial v_i} & \frac{\partial F_{\tau(i)}}{\partial v_i} \end{pmatrix}$
- $\frac{\partial \mathbf{U}_{\tau(i)}}{\partial u_i} = 2 \frac{\partial}{\partial u_i} (u_{1(i)} - u_i \quad v_{1(i)} - v_i \quad u_{2(i)} - u_i \quad v_{2(i)} - v_i) = 2(-1 \quad 0 \quad -1 \quad 0)$
- $\frac{\partial \mathbf{U}_{\tau(i)}}{\partial v_i} = 2 \frac{\partial}{\partial v_i} (u_{1(i)} - u_i \quad v_{1(i)} - v_i \quad u_{2(i)} - u_i \quad v_{2(i)} - v_i) = 2(0 \quad -1 \quad 0 \quad -1)$
- $\mathbf{R}_{\tau(i)}^{-1} = \frac{1}{2(-y_{1(i)}x_{2(i)} + x_{1(i)}y_{2(i)})} \begin{pmatrix} y_{2(i)} & -x_{2(i)} & -y_{1(i)} & x_{1(i)} \\ x_{2(i)} & y_{2(i)} & -x_{1(i)} & -y_{1(i)} \\ y_{2(i)} & x_{2(i)} & -y_{1(i)} & -x_{1(i)} \\ -x_{2(i)} & y_{2(i)} & x_{1(i)} & -y_{1(i)} \end{pmatrix}$

Die Gleichung 2.20 liefert somit die Korrekturvorschläge  $\Delta u_i$  und  $\Delta v_i$  für den betrachteten Gitterpunkt.

Bei Verwendung dieser Methode als Analysesystem wird jeder Gitterpunkt der VERAfem-Domäne nacheinander analysiert. Dabei wird dem Windvektor des aktuellen Gitterpunkts zunächst der Wert 0 zugewiesen. Nach Berechnung von  $\Delta u_i$  und  $\Delta v_i$  ist  $\Delta u_i = u_i$  und  $\Delta v_i = v_i$  und damit gleichzeitig das Ergebnis für den analysierten Windvektor am aktuellen Gitterpunkt.

Bei Verwendung dieser Methode als Qualitätskontroll-Modul wird jede meldende Station innerhalb der VERAfem-Domäne nacheinander auf die Qualität ihrer Windmeldung kontrolliert. Es wird dabei die gleiche Methode wie oben als Analyse-Methode beschrieben angewandt, jedoch werden die fünfeckigen Subdomänen nicht um Gitterpunkte, sondern um die Stationen selbst gebildet. Der Stationsmesswert geht zunächst in die Berechnung ein, um dann durch die Berechnung von  $\Delta u_i$  und  $\Delta v_i$  einen Korrekturvorschlag für die Windmeldung an der jeweiligen Station zu erhalten, der dann bei Überschreitung eines bestimmten Schwellwertes entweder zum Messwert addiert wird oder als Abweichung akzeptiert und (zur Berechnung des Biases) abgespeichert wird.

## Zum Programmablauf:

Hier soll der Ablauf des VERAfem-Windanalyse-Programmes „wind10.f“ kurz beschrieben werden.

Nach dem Einlesen der Winddaten aller beteiligten Stationen erfolgt die Qualitätskontrolle mit dem Unterprogramm „vekfsuch“. Die Qualitätskontrolle erfolgt nach demselben Prinzip wie die Analyse, nur dass das  $\Delta u_i$  und  $\Delta v_i$  nicht für jeden Gitterpunkt, sondern für jede Station berechnet wird, und der Stationswert der aktuellen Station, wenn notwendig, korrigiert wird.

Es wird ein Gitterpunkt nach dem anderen innerhalb der VERAfem-Domäne (ohne Randbereich) abgearbeitet, wobei links unten begonnen wird. Der letzte Gitterpunkt ist oben rechts. Die äußere Schleife ist die i-Schleife (i ist die x-Koordinate des Gitterpunkts). Die innere Schleife ist die j-Schleife (j ist die y-Koordinate des Gitterpunkts).

Für den aktuellen Gitterpunkt werden zuerst die 5 am günstigsten liegenden Umgebungsstationen ermittelt (Unterprogramme „nah10“, „wisort“ und „bestko“). Für jedes Dreieck des Stationsfünfecks (Abb.2.2) werden die Positionen der Dreiecksschwerpunkte berechnet.

Um einen „glatteren“ Verlauf des analysierten Windfeldes zu bekommen, werden nicht nur die 5 Dreiecke zwischen dem aktuellen Gitterpunkt und den 5 Umgebungsstationen zur Berechnung herangezogen, sondern auch jeweils 5 Dreiecke von jedem der 5 berechneten Dreiecksschwerpunkte zu den 5 Umgebungsstationen, das heißt von zusätzlich 25 Dreiecken (Abb. 2.3).

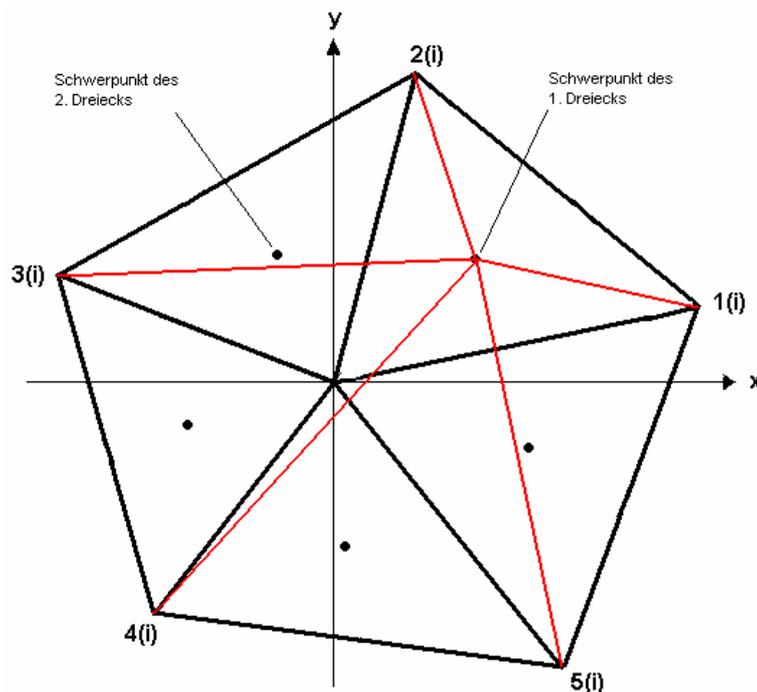


Abb. 2.3: Stationsfünfeck mit 5 Dreiecken (schwarz) zwischen dem aktuellen Gitterpunkt und den 5 Umgebungsstationen. Zwischen jedem der 5 Dreiecksschwerpunkte und den 5 Umgebungsstationen ergeben sich jeweils weitere 5 Dreiecke. Als Beispiel sind hier die 5 Dreiecke zwischen dem Schwerpunkt des ersten Dreiecks und den 5 Umgebungsstationen rot eingezeichnet. Insgesamt ergeben sich so 25 zusätzliche Dreiecke, ausgehend von den 5 Schwerpunkten der ursprünglichen 5 Dreiecke.

Sowohl an dem aktuellen Gitterpunkt, als auch an den 5 Dreiecksschwerpunkten werden die Geschwindigkeitskomponenten zunächst Null gesetzt. Danach werden mit Hilfe der Gleichung 2.9 für alle 25 Dreiecke, die zwischen den 5 Dreiecksschwerpunkten des ursprünglichen Fünfecks und den 5 Umgebungsstationen gebildet werden können (Abb. 2.3), alle 4 kinematischen Größen berechnet. Dabei werden alle Matrizen-Operationen (Matrizen-Invertierung und Matrizen-Multiplikation) mit

dem Unterprogramm „gaussj“ durchgeführt. Dann werden für alle 30 Dreiecke alle Sensibilitäten und alle Faktoren  $a_{k\tau(i)}$  berechnet (Gleichungen 2.22, 2.23 und 2.12). Mit Hilfe der Gleichung 2.20 werden dann  $\Delta u_i = u_i$  und  $\Delta v_i = v_i$  an den 5 Dreiecksschwerpunkten berechnet.

Zwischen dem aktuellen Gitterpunkt und den 5 Dreiecksschwerpunkten wird jetzt ein neues (inneres) Fünfeck gebildet (Abb.2.4). Nachdem die Windwerte an den 5 Dreiecksschwerpunkten nun bestimmt sind und der Windwert für den aktuellen Gitterpunkt auf Null gesetzt worden ist, kann nach der oben beschriebenen Methode der Windwert am aktuellen Gitterpunkt analysiert werden.

Bei der Analyse auf den aktuellen Gitterpunkt wird allerdings nicht nur das innere oder äußere Fünfeck herangezogen (Abb.2.4), sondern alle 10 Dreiecke aus dem inneren und dem äußeren Fünfeck. So wird jede einzelne der 6 Summen aus der Gleichung 2.20 nicht nur aus 5 Dreiecken, sondern aus 10 Dreiecken mit jeweils 4 kinematischen Größen gebildet.

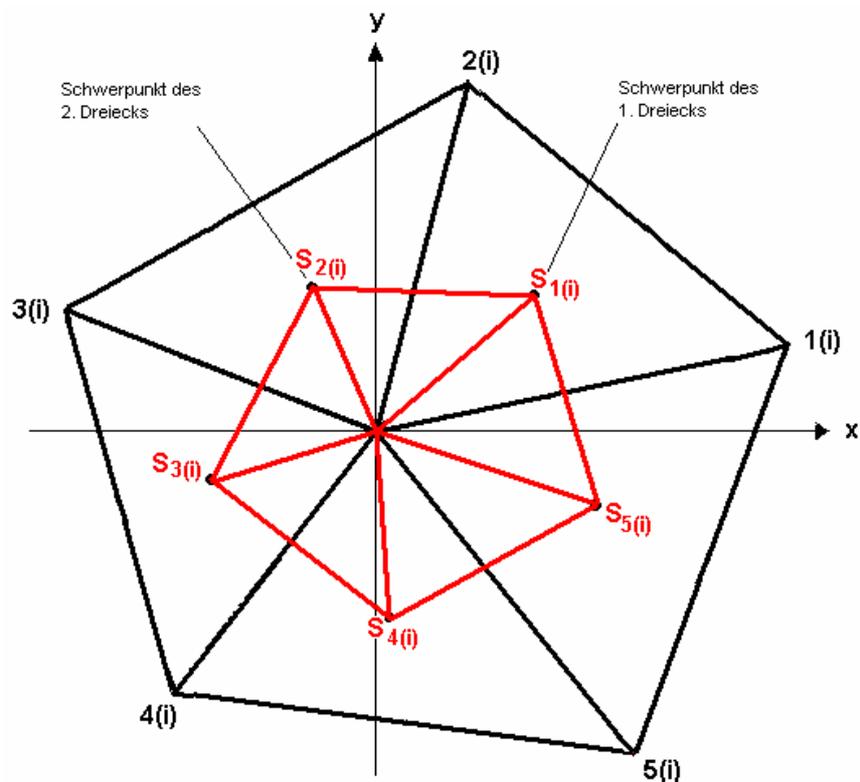


Abb.2.4: Inneres Fünfeck (rot), gebildet durch die 5 Dreiecke zwischen dem Gitterpunkt und den 5 Dreiecksschwerpunkten der ursprünglichen 5 Dreiecke (schwarz).

Nach der soeben beschriebenen Berechnung von  $\Delta u_i = u_i$  und  $\Delta v_i = v_i$  für alle Gitterpunkte der VERA-Domäne erfolgt eine weitere Glättung des analysierten Windfeldes, indem für jeden Gitterpunkt ein arithmetischer Mittelwert aus dem Wert des Gitterpunktes und der Werte der 8 umliegenden Gitterpunkte gebildet wird. Das Ergebnis-Windfeld wird dann am Ende des Programms „wind10.f“ sowohl in 10km-, als auch in 20km-Auflösung abgespeichert.

### 2.3 Das Analysesystem VERAxX

Das Analysesystem VERAxX ist eine weiterentwickelte Version von VERA. Während der Ansatz der Fingerprint-Technik zusammen mit dem Variationsprinzip im System VERAxX grundsätzlich mit dem von VERAfem identisch ist, gibt es jedoch im Vergleich zu VERAfem einige wesentliche Unterschiede und Verbesserungen:

- Die Analyse-Domäne ist frei wählbar
- Die räumliche Auflösung ist frei wählbar
- Es sind nicht nur 2D-Analysen möglich, sondern (in Zukunft) auch 3D- und 4D-Analysen
- Größere Rechenstabilität (Bei VERAfem führt eine „ungünstige Stationskonstellation“ zu numerischen Problemen durch singuläre Matrizen)

Im Folgenden wird das Grundprinzip der Fingerprint-Technik und der Ansatz der Variationsrechnung für das Analysesystem VERAxX erläutert. Zur Vereinfachung wird hier nur vom eindimensionalen Fall ausgegangen.

Jede beliebige (meteorologische) Größe  $\psi(x)$  lässt sich folgendermaßen aufteilen:

$$\psi(x) = \tilde{\psi}(x) + \psi'(x) \quad \text{Glg. 2.31}$$

oder

$$\psi(x) = \psi_s(x) + c(x)\psi_F(x) \quad \text{Glg. 2.32}$$

mit:

- $\tilde{\psi}(x) = \psi_s(x)$  .....synoptischer bzw. von der Topographie unbeeinflusster Anteil von  $\psi(x)$
- $\psi'(x) = c(x)\psi_F(x)$  .....von der Topographie beeinflusster Anteil von  $\psi(x)$
- $\psi_F(x)$  .....idealisierte Fingerprint
- $c(x)$  .....Gewichtungsfaktor

Der synoptische Anteil  $\psi_s(x)$  und der Gewichtungsfaktor  $c(x)$  sind unbekannt, während  $\psi_F(x)$  ein schon vorher berechnetes idealisiertes Fingerprintfeld ist, das Information über den Einfluss der Topographie auf das zu analysierende meteorologische Feld enthält. Der Gewichtungsfaktor  $c(x)$  ist sowohl von Fall zu Fall verschieden als auch räumlich variabel. Das Feld von  $c(x)$  ist ein Maß dafür, wie stark sich das Muster des idealisierten Fingerprintfeldes im Feld der Stationsmessdaten wiederfindet.

Die Methode der Einbringung von zusätzlicher Information zusammen mit der Interpolation von unregelmäßig verteilten Daten auf ein regelmäßiges Gitter führt zum Variationsansatz, der zum ersten Mal von Reinsch (1967) beschrieben wurde (Steinacker et al., 2005). Dabei wird eine Grundfunktion  $\psi$  so bestimmt, dass sie einerseits eine Menge von Beobachtungsdaten möglichst gut approximiert, andererseits aber auch die Nebenbedingung eines möglichst glatten Verlaufs erfüllt (Daley, 1991). Dies lässt sich durch die Kombination von zwei Funktionalen, nämlich der Kostenfunktion und der Penaltyfunktion erreichen:

Die Kostenfunktion: 
$$J_K(\psi_a, \psi_b) = \sum_{k=1}^K w_k [\psi_a(x_k) - \psi_b(x_k)]^2 \rightarrow \text{Min.} \quad \text{Glg. 2.33}$$

mit:

- $w_k$  .....beliebiger Gewichtungsfaktor
- $k = 1 \dots K$  .....Anzahl der Beobachtungswerte
- $\psi_a(x_k)$  .....geschätzte (analysierte) Werte
- $\psi_b(x_k)$  .....beobachtete Werte

Die Minimierung der Gleichung 2.33 ist gleichbedeutend mit der Forderung, die Grundfunktion  $\psi$  so zu bestimmen, dass die Summe der quadrierten Differenzen zwischen beobachteten und geschätzten Werten möglichst klein ist. Stellt man jedoch die Forderung, dass die geschätzten Werte exakt den beobachteten Werten entsprechen sollen, so wird die Kostenfunktion Null.

Die Bedingung der Glattheit erhält man durch die Minimierung der Penaltyfunktion.

Die Penaltyfunktion: 
$$J_p(\psi_a) = \sum_{k=1}^K \left[ \frac{\partial^2 \psi_a(x_k)}{\partial x^2} \right]^2 dx \rightarrow Min. \quad \text{Glg. 2.34}$$

Die Minimierung der Quadrate der 2. Ableitungen der Funktion  $\psi_a$  nach  $x$  über den ganzen Beobachtungsbereich ist gleichbedeutend mit der Minimierung der Krümmungen der Funktion  $\psi_a$ . Man könnte genauso gut die 1. Ableitungen statt der 2. Ableitungen der Funktion  $\psi_a$  nach  $x$  in der Penalty-Funktion in Glg. 2.34 verwenden. Dies wäre gleichbedeutend mit der Minimierung der Steigungen der Funktion  $\psi_a$ .

Bei der Interpolation der Beobachtungswerte auf ein regelmäßiges Gitter soll gleichzeitig die Fingerprint-Information eingebracht werden. Dies wird durch die Kombination der Gleichungen 2.32 und 2.34 erreicht. Hierbei muss beachtet werden, dass die „Glattheits-Bedingung“ der Penalty-Funktion nur für das synoptische Feld  $\psi_s$  gilt, welches von der Topographie unbeeinflusst bleibt und nicht durch das Muster des Fingerprintfeldes erklärt werden kann. Man erhält dann:

$$\sum_{k=1}^K \left[ \frac{\partial^2 \psi_s(x_k)}{\partial x^2} \right]^2 dx = \sum_{k=1}^K \left\{ \frac{\partial^2}{\partial x^2} [\psi(x_k) - c(x)\psi_F(x_k)] \right\}^2 \rightarrow Min. \quad \text{Glg. 2.35}$$

Die diskretisierte Form von Gleichung 2.35 am regelmäßigen Gitter ist dann:

$$\sum_{k=1}^K \left\{ \frac{\psi_{k+1} - 2\psi_k + \psi_{k-1}}{(\Delta x)^2} - c \left[ \frac{\psi_{F,k+1} - 2\psi_{F,k} + \psi_{F,k-1}}{(\Delta x)^2} \right] \right\}^2 \rightarrow Min. \quad \text{Glg. 2.36}$$

Jetzt muss nur noch die Glg. 2.36 nach allen  $\psi_{k=1...K}$  und nach  $c$  abgeleitet und Null gesetzt werden. Die Werte von  $\psi$  sind an manchen Gitterpunkten bekannt und an allen anderen Gitterpunkten gesucht. Man erhält dann ein Gleichungssystem, das gleichviel Unbekannte wie Gleichungen aufweist und deshalb auch lösbar ist. Die Analyse in zwei oder mehr Dimensionen erfolgt dann prinzipiell in ähnlicher Weise.

Da hier nur das Grundprinzip des Analyse-Systems VERAxX behandelt werden soll, wird an dieser Stelle auf eine vollständige Beschreibung der numerischen und technischen Realisierung von VERAxX verzichtet.

## 2.4 Die VERAxX-Windanalyse

Während der Entstehung dieser Arbeit bestand die VERAxX-Windanalyse darin, das Feld der Stationswindvektoren in zwei Felder der Windvektor-Komponenten zu zerlegen und als zwei skalare Felder zu analysieren, um dann wieder in ein Windvektorfeld am regelmäßigen Gitter zusammengesetzt zu werden. In Kapitel 5.2 wird beschrieben, wie ein 2D-Windfingerprintfeld mit dem VERAxX-Analysesystem verknüpft wird, um dadurch ein verbessertes 2D-Windanalyse-System zu erhalten.

## 3 Daten

### 3.1 Datenquellen

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten stammen aus dem 22-jährigen Datensatz des Projektes VERACLIM (Vienna Enhanced Resolution Analysis Climatology). Das Projekt VERACLIM wurde vom FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung) finanziert, war ein Teilprojekt von MAP (Mesoscale Alpine Program), wurde als „Special Project“ beim ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) geführt und am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien (IMGW) ausgeführt.

Das Ziel von VERACLIM war die Erstellung einer mesoskaligen alpinen Klimatologie durch die Kombination des hochauflösenden Analyse-Systems VERA mit den 3-stündigen Synop-Daten des ECMWF-Datenarchivs. Dabei sollte für den Zeitraum von 30 Jahren (Klimanormalperiode) eine Untersuchung von mesoskaligen Phänomenen wie z.B. Hitzetiefs, Kältehochs, Mesovortices, Nordstau und Südstau im Gebiet der Alpen durchgeführt werden.

Bei den üblichen klimatologischen Untersuchungen wurde entweder ein meteorologischer Parameter einer einzelnen Station bei einer hohen zeitlichen Auflösung ausgewertet, oder es wurde die räumliche Verteilung des meteorologischen Parameters bei einer relativ geringen zeitlichen Auflösung (Mannheimer Stunden) untersucht. Erst durch die Kombination der hohen räumlichen Auflösung von VERA-Analysen mit der hohen zeitlichen Auflösung der Synop-Daten über einen längeren Zeitraum ist eine klimatologische Auswertung der oben genannten mesoskaligen Phänomene möglich.

Ursprünglich war vorgesehen, die 3-stündigen Synop-Daten nur vom MARS-Archiv (Meteorological Archival and Retrieval System) des ECMWF zu verwenden. Es stellte sich jedoch heraus, dass erst ab dem Jahr 1993 genügend Daten zur Berechnung der VERA-Analysen verfügbar sind (Abb. 3.1). Aus diesem Grund wurden die Synop-Daten der ausgewählten Parameter auch vom ERA40-Archiv (ECMWF Re-Analysis) des ECMWF heruntergeladen und mit den Synop-Daten des MARS-Archivs kombiniert. Die Daten-Domäne erstreckt sich von 30° N bis 70° N und von 15° W bis 50° E. In der Abbildung 3.1 ist gut zu erkennen, dass die meisten Daten des MARS-Archivs erst ab 1993 zur Verfügung stehen, während ERA40-Daten über den gesamten Zeitraum 1971-2000 vorhanden sind.

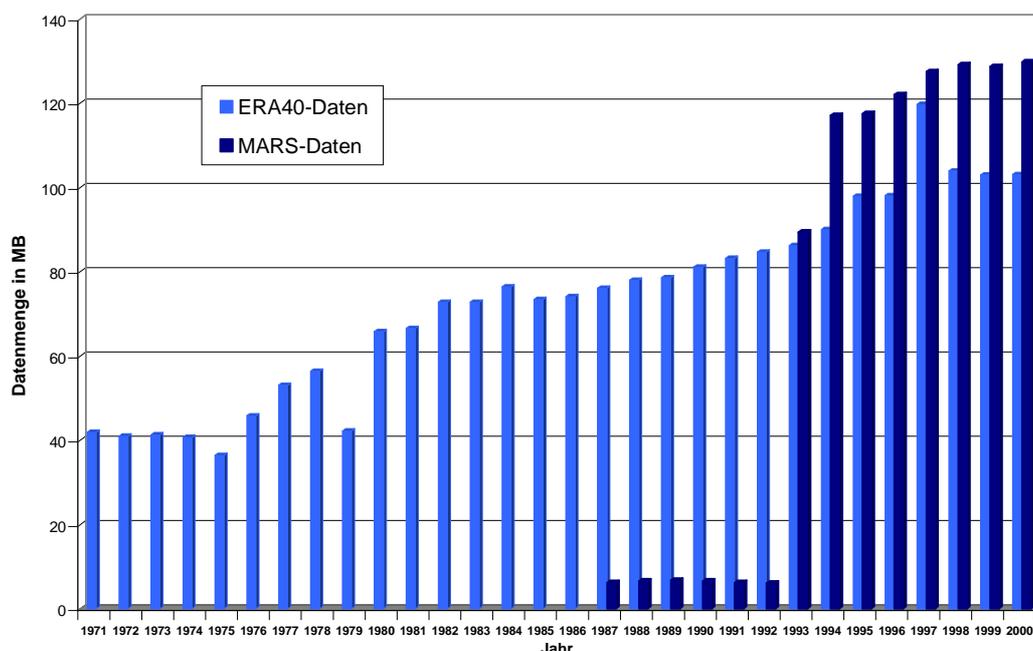


Abb. 3.1: Verfügbare Datenmengen in MB der ausgewählten Synop-Daten (komprimierte Rohdaten) der beiden Datenarchive MARS und ERA40 des ECMWF für den Zeitraum 1971-2000.

Bei genauerer Überprüfung des so erhaltenen Datensatzes für den Zeitraum 1971 bis 2001 zeigten sich jedoch mehrere große Daten-Lücken im Jahr 1979 und kleinere in den Jahren davor (Abb. 3.2, Kapitel 3.3). Dadurch wurde es unmöglich, für jeden 3-stündigen Termin des gesamten 30-jährigen Zeitraums Analysen zu berechnen und eine lückenlose klimatologische Auswertung durchzuführen. Aus diesem Grund wurde der VERACLIM-Datensatz auf den Zeitraum 1980 bis 2001 eingeschränkt.

### **3.2 Datenaufbereitung**

Insgesamt wurden 20 verschiedene meteorologische Parameter von den beiden ECMWF-Datenarchiven MARS und ERA40 heruntergeladen. Aus den 6 meteorologischen Größen Stationsdruck, reduzierter Druck, 2m-Temperatur, 2m-Taupunkt, 10m-Windrichtung und 10m-Windstärke wurden dann für jeden 3-stündigen Termin des Zeitraums 1980-2001 fünf verschiedene 2D-VERAfem-Analysen für den Alpenraum berechnet. Druckanalysen, Analysen der potentiellen Temperatur und Analysen der äquivalentpotentiellen Temperatur wurden mit einer Gitterdistanz von 20km-Gitterdistanz berechnet, Windanalysen wurden sowohl mit einer Gitterdistanz von 10km als auch 20km berechnet.

Für alle rund 64000 Termine des 22-jährigen Datensatzes wurden über 320000 VERA-Analysen berechnet. Die Analyse-Ergebnisse, die für jeden Termin aus 2752 (64 mal 43) bzw. 10795 (127 mal 85) Gitterpunkt-Werten bestehen, wurden dann als ASCII-Dateien abgespeichert.

Später wurden dann für jeden einzelnen Gitterpunkt der Alpen-Domäne und über den Zeitraum von 22 Jahren Zeitreihen für jede der analysierten Größen (reduzierter Druck, potentielle Temperatur, äquivalentpotentielle Temperatur und Wind) erstellt. Aus einer Datenmenge von 17 GB europäischer Synop-Daten wurden über 130 GB Analyse-Ergebnisse und Gitterpunkts-Zeitreihen.

Während die 2D-Analysen skalarer Größen (reduzierter Druck, potentielle Temperatur und äquivalentpotentielle Temperatur) vor allem im Rahmen mehrerer Diplomarbeiten klimatologisch ausgewertet wurden (Knabl, 2004; Suklitsch, 2004; Bica et al., 2005; Biermair, 2007; Turecek, 2004), und ein Klimaatlas der Temperatur der Niederungen für den Bereich der Alpen veröffentlicht wurde (Steinacker et al., 2005), sollen die 2D-Windanalysen im Rahmen dieser Dissertation für eine windklimatologische Auswertung genutzt werden (Kapitel 4).

Für die klimatologische Auswertung der 2D-Windanalysen im Bereich der Alpen wurden die im Rahmen von VERACLIM analysierten Gitterpunktwerte der Windvektorkomponenten  $u$  und  $v$  verwendet. Als reale Daten für die Experimente der Windanalysen mit Windfingerprint (Kapitel 5) wurden die im Rahmen von VERACLIM zusammengestellten Synop-Daten verwendet.

### **3.3 Datenstatistik**

Um eine 2D-VERAfem-Windanalyse berechnen zu können, sind erfahrungsgemäß (je nach Stationsverteilung) mindestens 50 bis 100 verwendbare (plausible) Stationswindmeldungen innerhalb der Analyse-Domäne notwendig.

Mit Hilfe eines Fortran-Programms wurde jeder einzelne Termin des gesamten Zeitraums auf die Anzahl der verwendbaren Stationswindmeldungen für die Berechnung der Windanalysen überprüft. Aus dem oberen Diagramm in Abbildung 3.2 ist ersichtlich, dass besonders im Jahr 1979 große Datenlücken vorhanden sind. In der gesamten Dekade der 1970er-Jahre fehlen immer wieder Winddaten, zum Teil über mehrere Tage und Wochen hindurch. Einzelne Termine mit fehlenden oder wenigen Windmeldungen in den 1990er-Jahren (Abb. 3.2 unten) konnten durch lineare Interpolation der Windwerte aus den vorhergehenden und nachfolgenden Terminen ergänzt werden. Die Diagramme der Anzahl der verwendbaren Stationsmeldungen für die Analysen des reduzierten Druckes, der potentiellen und äquivalentpotentiellen Temperatur für den Zeitraum 1971-2001 zeigen einen ähnlichen Verlauf wie die drei Diagramme in Abbildung 3.2. Aus den oben genannten Gründen ist deshalb eine lückenlose klimatologische Auswertung nur für den Zeitraum 1980-2001 möglich.

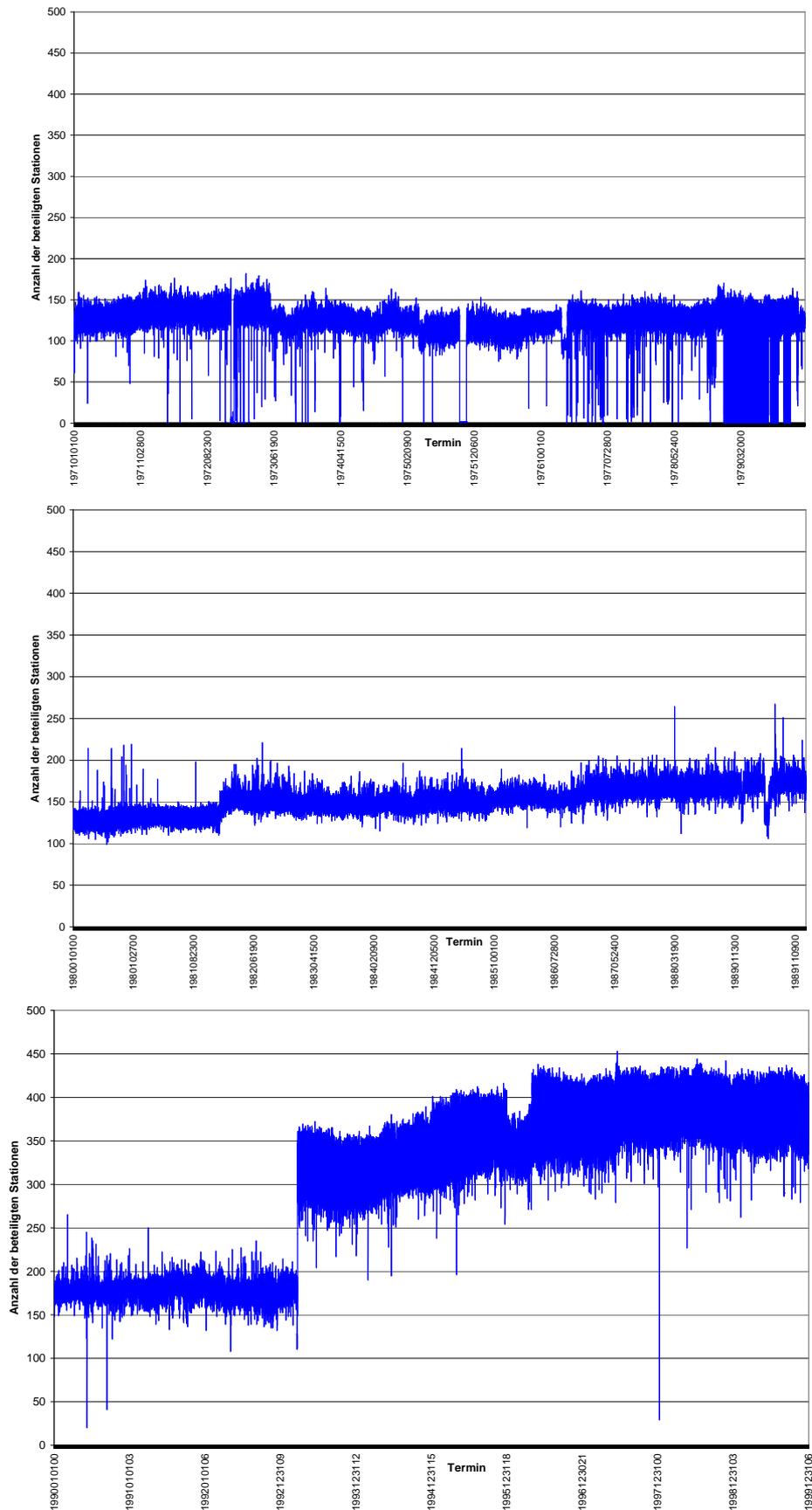


Abb. 3.2: Anzahl der verwendbaren Stationswindmeldungen für Windanalysen in der VERAfem (Alpen)-Domäne in den Zeiträumen 1971-1979 (oben), 1980-1989 (Mitte) und 1990-1999 (unten).

## **4 Synoptisch klimatologische Auswertung der VERAfem-Windanalysen aus der 22-jährigen VERACLIM-Reihe**

Im Rahmen von VERACLIM wurden mit Hilfe des Analysesystems VERAfem insgesamt 64288 Windanalysen für den Zeitraum 1980-2001 berechnet und archiviert. In diesem Kapitel werden die im Rahmen dieser Dissertation erstellten klimatologischen Auswertungen der VERAfem-Windanalysen beschrieben. Um den Rahmen dieser Arbeit nicht zu sprengen, werden hier nur die Auswertungen präsentiert, die als besonders interessant erscheinen. Alle Auswertungen sind entweder auf Datenträger gespeichert oder lassen sich mit dem hierfür entwickelten Fortran-Programm „windclim.f90“ reproduzieren.

Bei der Interpretation der VERAfem-Windanalysen sollte beachtet werden, dass keinerlei Zusatzinformationen über bekannte Einflüsse der Orographie auf das Windfeld (in Form eines Windfingerprints) eingebunden werden. Somit besteht die VERAfem-Windanalyse lediglich darin, die Windwerte von den Stationspositionen auf ein regelmäßiges Gitter zu interpolieren (Kapitel 2.2).

Weiters ist bei der Interpretation der VERAfem-Windanalysen auch zu berücksichtigen, dass nur Windmeldungen von Stationen verwendet werden, die nicht mehr als 400m über der Minimumtopographie liegen. Das heißt, es wird die räumliche Verteilung des Windes der Niederungen analysiert. Windmeldungen von Bergstationen und von Stationen in exponierten Lagen (an steilen Hängen) gehen nicht in die Analyse ein. Diese Auswahl der Stationen ist insofern notwendig, damit die „groben Ausreißer“ der Windgeschwindigkeiten an Bergstationen die Windanalyse nicht stören. Die Minimumtopographie ist eine idealisierte Topographie, bei der Täler und Beckenlagen hervorgehoben werden, jedoch Berge und einzelne Gipfel herausgeglättet werden (Suklitsch, 2004).

Die VERAfem-Windanalyse wird zwar als zweidimensionale Analyse betrachtet, sie ist jedoch eine „quasi Terrain folgende“ Analyse entlang der unterschiedlichen (Stations-) Höhen, wobei die zwischen den Stationen liegende Orographie unberücksichtigt bleibt.

Die VERAfem-Windanalyse ist wegen der oben genannten Gründe nicht gut geeignet, feine Strukturen im Windfeld (besonders innerhalb von Tälern) aufzulösen, trotzdem eignet sie sich im Zusammenhang mit einem lückenlosen 3-stündigen Datensatz über einen Zeitraum von 22 Jahren für klimatologische Auswertungen wie z.B. der mittleren räumlichen Verteilung der Windgeschwindigkeit (Kapitel 4.2), der mittleren Windfelder (Kapitel 4.3), sowie zur Untersuchung des Alpinen Pumpens (Kapitel 4.4).

### **4.1 Beispiel für eine VERAfem-Windanalyse**

Die Abbildung 4.1 zeigt ein Beispiel für eine VERAfem-Windanalyse (vom 1.1.1999 um 00 UTC). Der Gitterpunktsabstand beträgt 20 km.

Die gleiche Windanalyse vom 1.1.1999 um 00 UTC lässt sich auch als Stromlinienfeld darstellen (Abb. 4.2).

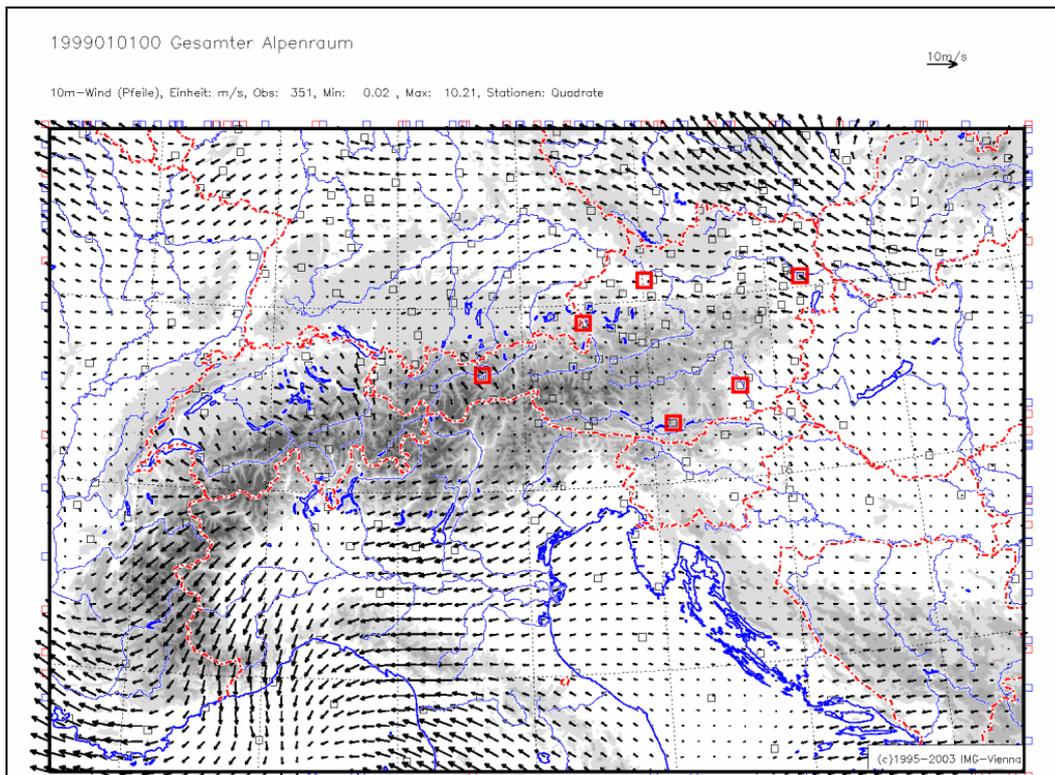


Abbildung 4.1: VERAfem-Windanalyse vom 1.1.1999 um 00 UTC. Die schwarzen Pfeile sind Windvektoren, deren Länge die Windgeschwindigkeit wiedergeben. Ein Referenz-Windvektor ist im Bild rechts oben zu sehen. Der Gitterpunkts-Abstand beträgt 20 km. Die roten unterbrochenen Linien sind Landesgrenzen, die roten Quadrate symbolisieren Flughäfen in Österreich.

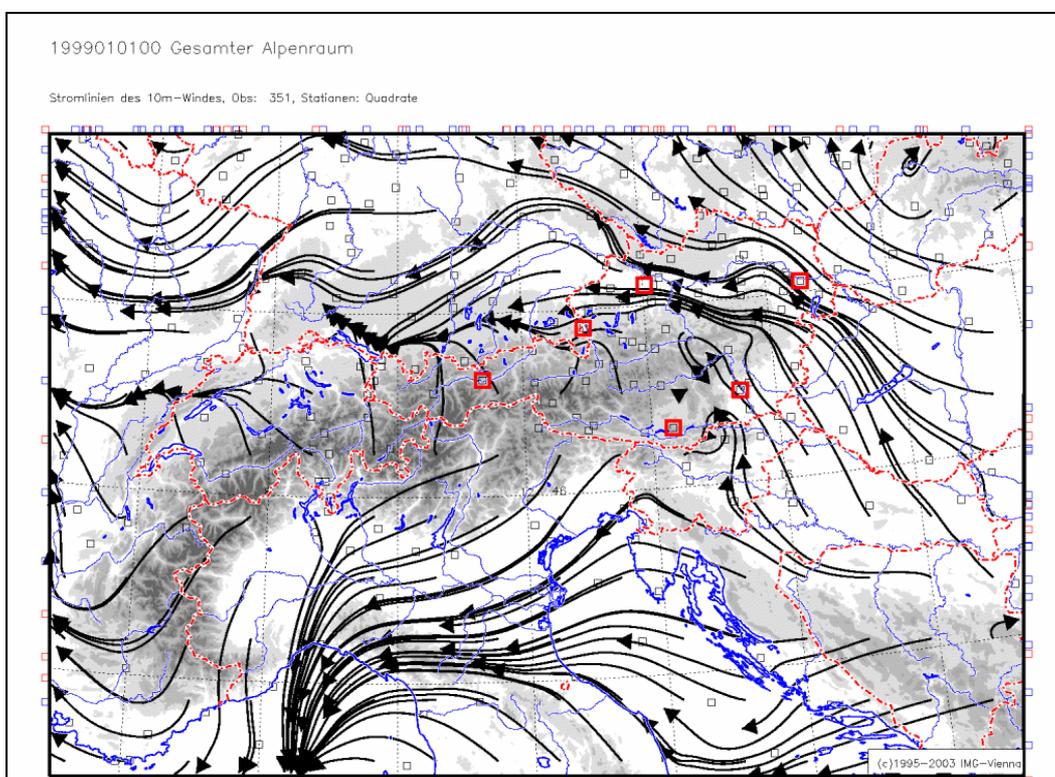


Abbildung 4.2: VERAfem-Windanalyse in Stromlinien-Darstellung vom 1.1.1999 um 00 UTC. Die schwarzen Pfeile sind Stromlinien, die sich aus der Windanalyse dieses Termins ergeben. Die roten unterbrochenen Linien stellen Landesgrenzen dar, die roten Quadrate symbolisieren Flughäfen in Österreich.

## 4.2 Mittlere Windgeschwindigkeiten

Die 64288 VERAfem-Windanalysen des Zeitraums 1980-2001 können dazu verwendet werden, Karten der mittleren Windgeschwindigkeit für den Alpenraum zu erstellen.

Die Abbildung 4.3 zeigt die räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit für den Zeitraum 1980-2001. Die räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit in dieser Art von Windkarten hängt wahrscheinlich auch von der Stationsverteilung und der Häufigkeit der Meldungen ab. Es wurden deshalb alle Stationen, die in diesem Zeitraum jemals den Wind gemeldet haben, mit einem von sechs verschiedenen Symbolen eingezeichnet. Aus der Art der Symbole kann die relative Häufigkeit der Windmeldungen an der jeweiligen Station herausgelesen werden.

In der Abbildung 4.3 ist zu sehen, dass die Stationen in und um Toulon (Südfrankreich) auf Grund der örtlichen Gegebenheiten (Eckeneffekt, Düsen effekt, Land-Seewind-Zirkulation und Lage im Mistral-Einflussbereich) im Mittel eine deutlich höhere Windgeschwindigkeit melden. Das Windgeschwindigkeits-Maximum ist mit 4,19 m/s deshalb auch in Südfrankreich zu finden.

Ein markanter Windgeschwindigkeitsunterschied besteht zwischen dem Bereich der Alpen, wo der Wind in den inneralpinen Tälern und Becken (durch Abschattung der Berge) schwächer ist, und im Flachland nördlich der Alpen, wo die mittlere Windgeschwindigkeit bis zu 3,5 m/s beträgt.

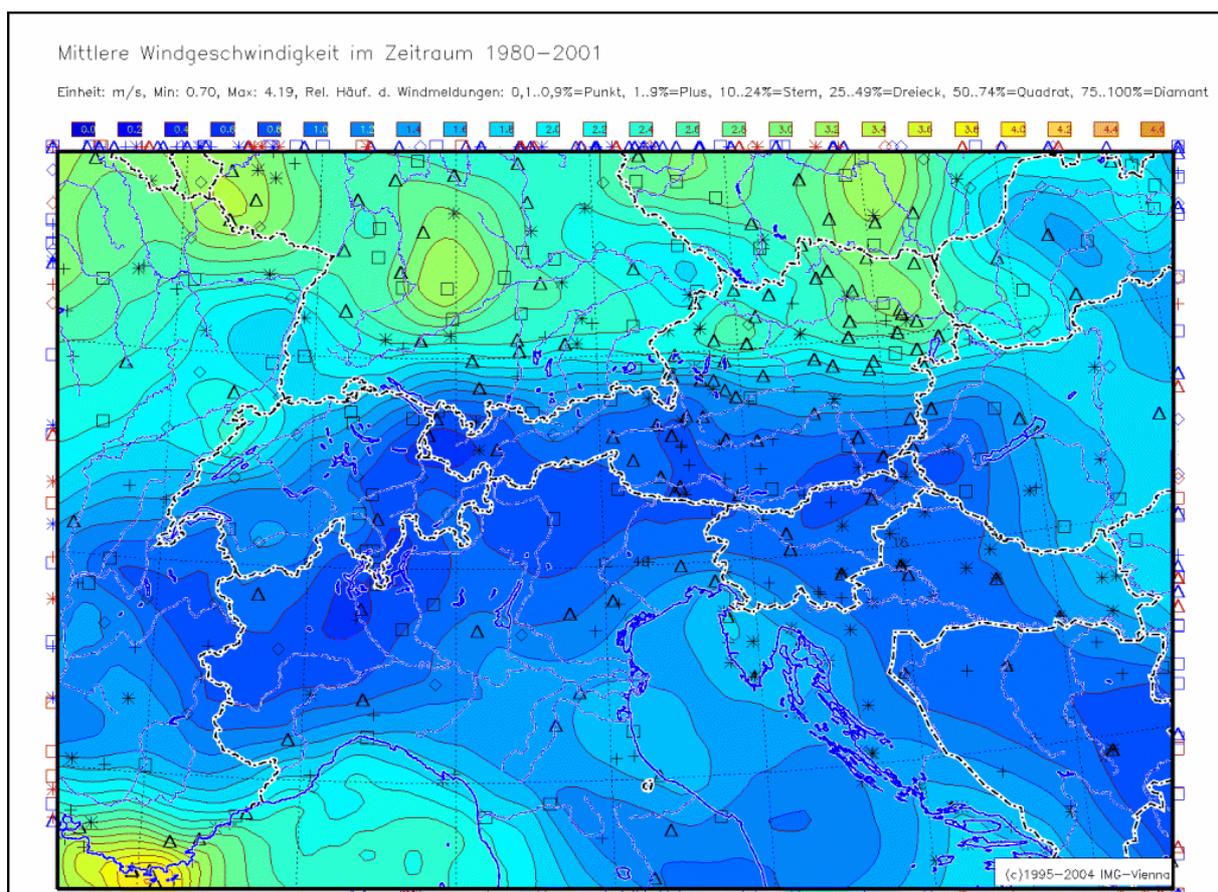


Abb.4.3: Räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit im Zeitraum 1980-2001. Die eingezeichneten Symbole geben die Positionen der beteiligten Stationen und die relative Häufigkeit der Stationsmeldungen in diesem Zeitraum an (Punkt: <1%, Plus: 1-9%, Stern: 10-24%, Dreieck: 25-49%, Quadrat: 50-74%, Diamant: 75-100%). Die Landesgrenzen sind als strichlierte Linien eingezeichnet. Der Isotachen-Abstand beträgt 0,2 m/s. Die Farbskala reicht von 0 m/s (dunkelblau) bis 4,6 m/s (orange).

Die Abbildung 4.4 zeigt den zeitlichen Verlauf der Jahresmittel der Windgeschwindigkeit (gemittelt über alle Gitterpunkte und Termine eines Jahres) im Zeitraum 1980-2001. Innerhalb dieses Zeitraums ist ein leichter Trend zu höheren Jahresmittel der Windgeschwindigkeit erkennbar. Es ist auch deutlich zu erkennen, dass innerhalb des betrachteten Zeitraums das Jahr 1989 (mit einem über alle GP gemittelten Jahresdurchschnitt der Windgeschwindigkeit von 1,57 m/s) ein eher windschwaches, und 1995 (mit einem über alle GP gemittelten Jahresdurchschnitt der Windgeschwindigkeit von 2,04 m/s) ein eher windreiches Jahr war. Die mittlere Windgeschwindigkeit, gemittelt über alle GP und alle Termine des Zeitraums 1980-2001, beträgt 1,79 m/s.

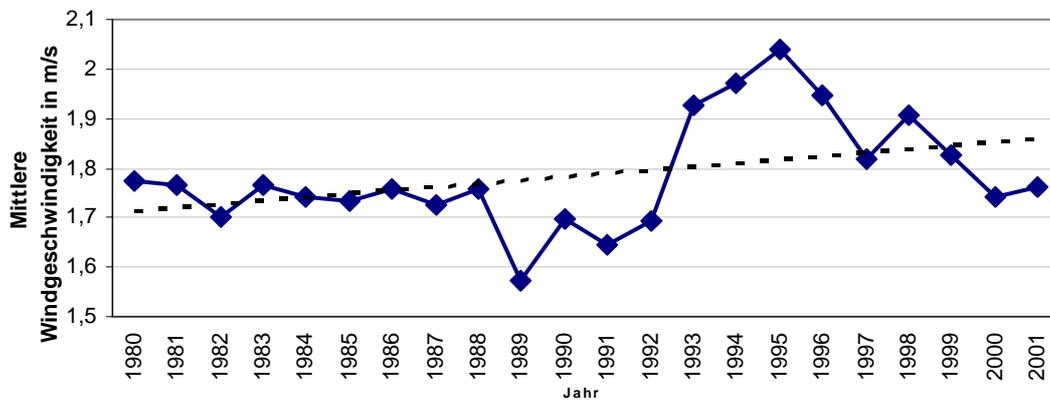


Abb. 4.4: Verlauf des Jahresmittels der Windgeschwindigkeit (gemittelt über alle GP und Termine eines Jahres). Die strichlierte Linie zeigt den Trend der mittleren Windgeschwindigkeit.

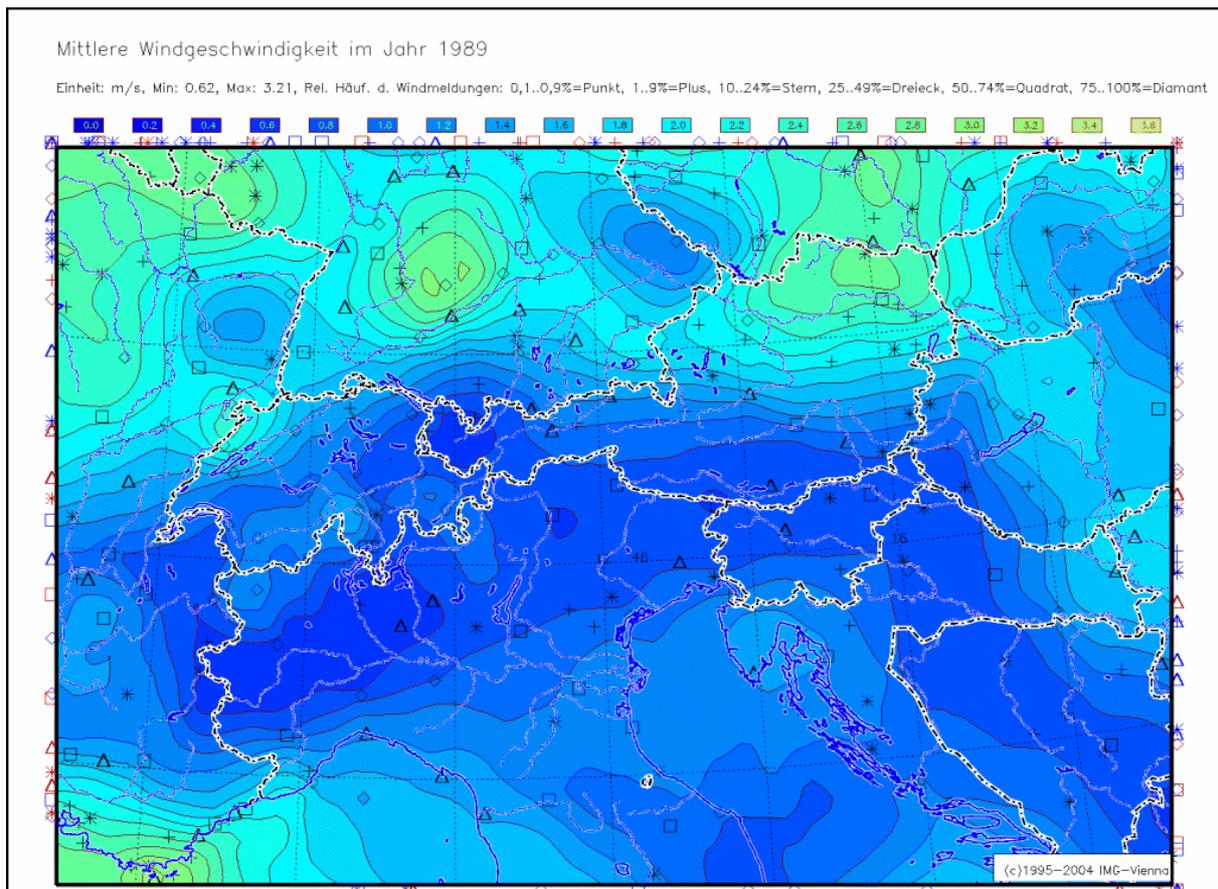


Abb.4.5: Räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit im Jahr 1989 (windschwächstes Jahr im Zeitraum 1980-2001). Die eingezeichneten Symbole geben die Positionen der beteiligten Stationen und die relative Häufigkeit der Stationsmeldungen in diesem Zeitraum an (Punkt: <1%, Plus: 1-9%, Stern: 10-24%, Dreieck: 25-49%, Quadrat: 50-74%, Diamant: 75-100%). Die Landesgrenzen sind als strichlierte Linien eingezeichnet. Der Isotachen-Abstand beträgt 0,2 m/s. Die Farbskala reicht von 0 m/s (dunkelblau) bis 3,6 m/s (hellgrün).

Die Abbildungen 4.5 und 4.6 zeigen die räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit im Jahr 1989 (windschwächstes Jahr im Zeitraum 1980-2001) und im Jahr 1995 (windstärkstes Jahr im Zeitraum 1980-2001).

Wie in der Abbildung 4.5 zu sehen ist, sind im Jahr 1989 die Bereiche höherer mittlerer Windgeschwindigkeit im nördlichen Niederösterreich, im Südosten Tschechiens, in der Schwäbischen Alb (Deutschland), in der Umgebung von Luxemburg und in der Umgebung von Toulon (Südfrankreich) zu finden.

Im relativ windreichen Jahr 1995 ist die räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit sehr ähnlich wie im Jahr 1989 (Abb. 4.6), nur dass die Maxima der mittleren Windgeschwindigkeit wesentlich ausgeprägter sind. Ein besonders hohes Maximum der mittleren Windgeschwindigkeit mit einem Wert von über 6 m/s ist wieder in der näheren Umgebung von Toulon zu finden. Da sich in der unmittelbaren Umgebung von Toulon mehrere Stationen befinden, die zugleich auch mit hoher relativer Häufigkeit den Wind meldeten, scheinen die Daten gut abgesichert zu sein. Die relativ hohen Windgeschwindigkeiten sind, wie oben erwähnt, mit einer Kombination aus lokalen Effekten wie Eckeneffekt, Düsen effekt, Land-Seewind-Zirkulation und Mistral-Einfluss erklärbar. Ein weiteres Windgeschwindigkeits-Maximum ist im Ligurischen Meer zu finden.

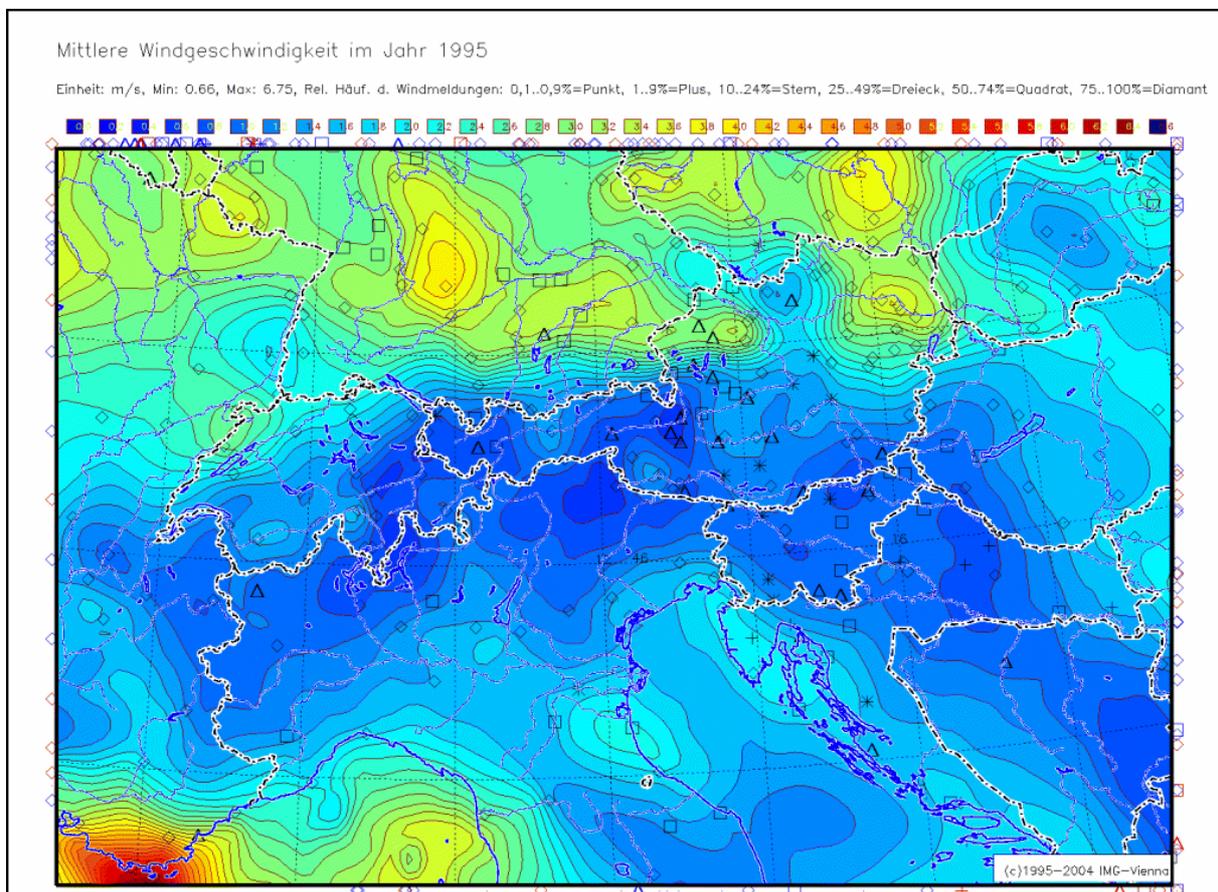


Abb.4.6: Räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit im Jahre 1995 (windstärkstes Jahr im Zeitraum 1980-2001). Die eingezeichneten Symbole geben die Positionen der beteiligten Stationen und die relative Häufigkeit der Stationsmeldungen in diesem Zeitraum an (Punkt: <1%, Plus: 1-9%, Stern: 10-24%, Dreieck: 25-49%, Quadrat: 50-74%, Diamant: 75-100%). Die Landesgrenzen sind als strichlierte Linien eingezeichnet. Der Isotachen-Abstand beträgt 0,2 m/s. Die Farbskala reicht von 0 m/s (dunkelblau) bis 6,6 m/s (dunkelrot).

Betrachtet man den mittleren Jahresgang der Monatsmittel der (über alle Gitterpunkte gemittelten) Windgeschwindigkeit für den Zeitraum 1980-2001 (Abbildung 4.7), so kann man den März als den windreichsten und den August als den windschwächsten Monat identifizieren. An den senkrechten

Balken in Abbildung 4.7 ist die Variabilität der Monatsmittel der mittleren Windgeschwindigkeit ablesbar. So ist die Variabilität der Monatsmittel im Dezember und Jänner relativ groß und im August relativ klein.

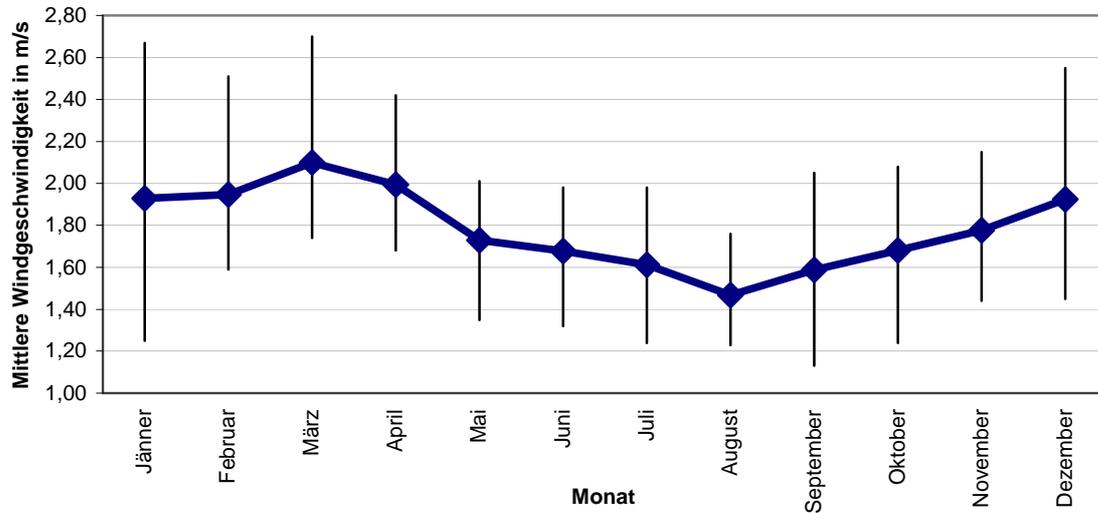


Abb.4.7: Mittlerer Jahresgang der Monatsmittel der (über alle Gitterpunkte gemittelten) Windgeschwindigkeit im Zeitraum 1980-2001. Die senkrechten Balken geben die Variabilität der Monatsmittel der mittleren Windgeschwindigkeit im betrachteten Zeitraum an.

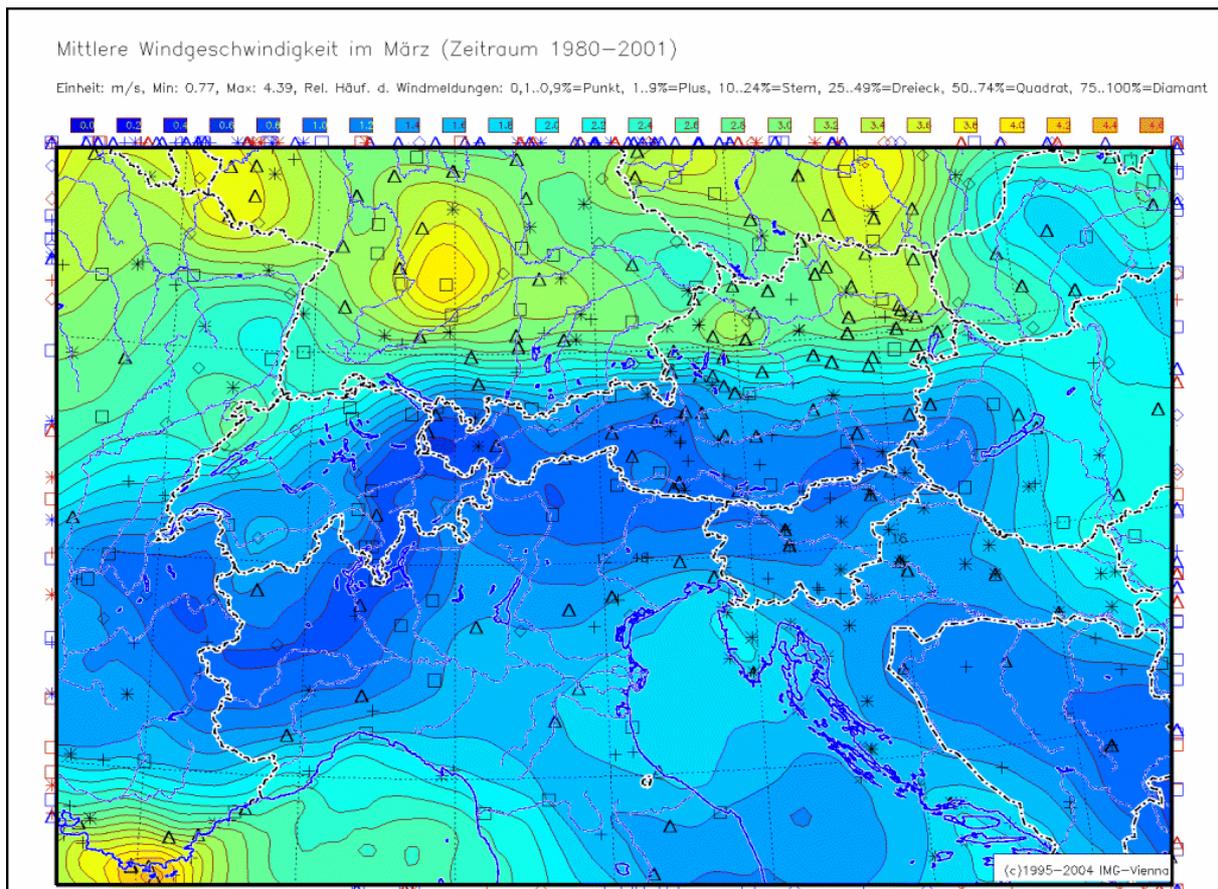


Abb.4.8: Räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit im März (Zeitraum 1980-2001). Die eingezeichneten Symbole geben die Positionen der beteiligten Stationen und die relative Häufigkeit der Stationsmeldungen in diesem Zeitraum an (Punkt: <1%, Plus: 1-9%, Stern: 10-24%, Dreieck: 25-49%, Quadrat: 50-74%, Diamant: 75-100%). Die Landesgrenzen sind als strichlierte Linien eingezeichnet. Der Isotachen-Abstand beträgt 0,2 m/s. Die Farbskala reicht von 0 m/s (dunkelblau) bis 4,6 m/s (orange).

Die Abbildungen 4.8 und 4.9 zeigen die räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit im windstärksten Monat März und im windschwächsten Monat August.

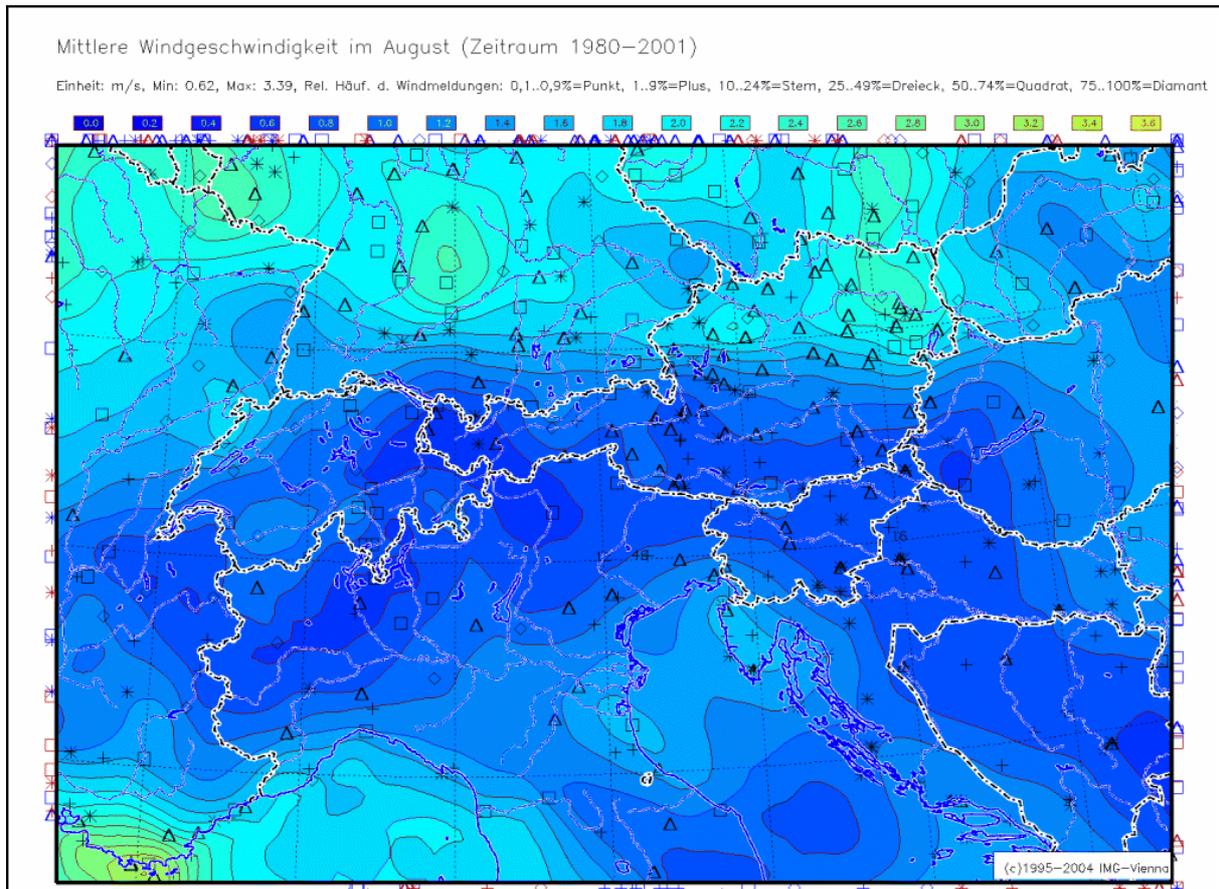


Abb.4.9: Räumliche Verteilung der mittleren Windgeschwindigkeit im August (Zeitraum 1980-2001). Die eingezeichneten Symbole geben die Positionen der beteiligten Stationen und die relative Häufigkeit der Stationsmeldungen in diesem Zeitraum an (Punkt: <1%, Plus: 1-9%, Stern: 10-24%, Dreieck: 25-49%, Quadrat: 50-74%, Diamant: 75-100%). Die Landesgrenzen sind als strichlierte Linien eingezeichnet. Der Isotachen-Abstand beträgt 0,2 m/s. Die Farbskala reicht von 0 m/s (dunkelblau) bis 3,6 m/s (hellgrün).

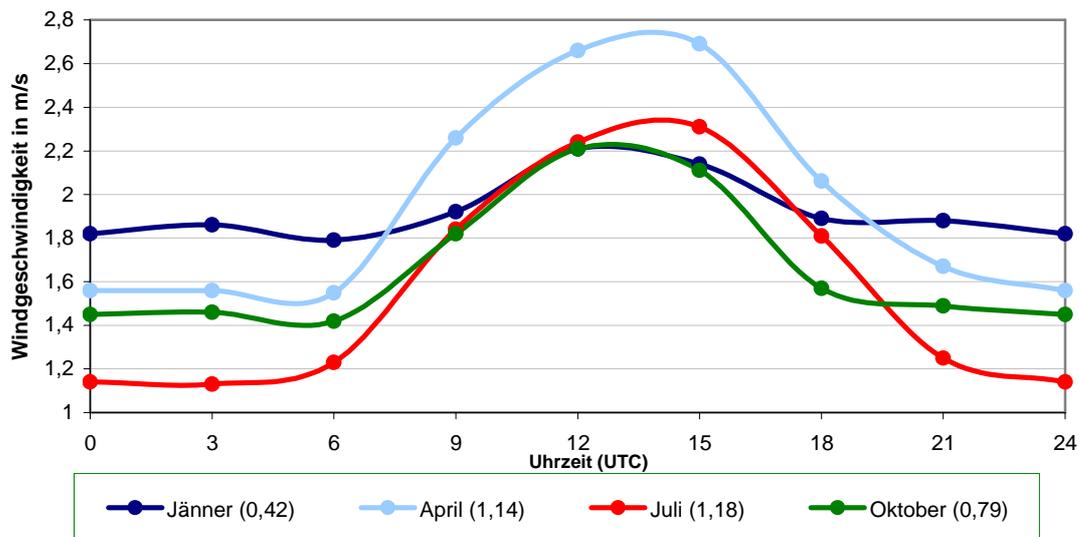


Abb.4.10: Mittlere Tagesgänge der mittleren Windgeschwindigkeiten (über alle Gitterpunkte der VERA-Domäne gemittelt) im Zeitraum 1980-2001. Die Werte in Klammern geben die Differenz zwischen Maximalwert und Minimalwert der mittleren Tagesgänge der (über alle GP gemittelten) Windgeschwindigkeiten (in m/s) an.

Die mittleren Tagesgänge der über alle Gitterpunkte gemittelten Windgeschwindigkeit im Zeitraum 1980-2001 sind für die Monate Jänner, April, Juli und Oktober in Abbildung 4.10 zu sehen. Es ist nicht überraschend, dass der Tagesgang der Windgeschwindigkeit im Juli (auf Grund der höheren Einstrahlung) wesentlich ausgeprägter ist als im Jänner. Interessant ist aber, dass im Jänner das Maximum um ca. 12 UTC erreicht wird, während dies im Juli erst um etwa 14 UTC der Fall ist.

### 4.3 Mittlere Windfelder

Die Abbildung 4.11 zeigt das mittlere Windfeld für den Zeitraum 1980-2001, das durch die vektorielle Mittelung von 64288 VERAfem-Windanalysen entstanden ist. Diese Graphik gibt einen groben Überblick über die vorherrschenden Windrichtungen in der VERAfem-Domäne. Da bei der Mittelung der Windfelder alle acht verschiedenen Termine eines Tages vorkommen, kann man annehmen, dass alle tagesperiodischen Vorgänge nahezu „herausgemittelt“ wurden.

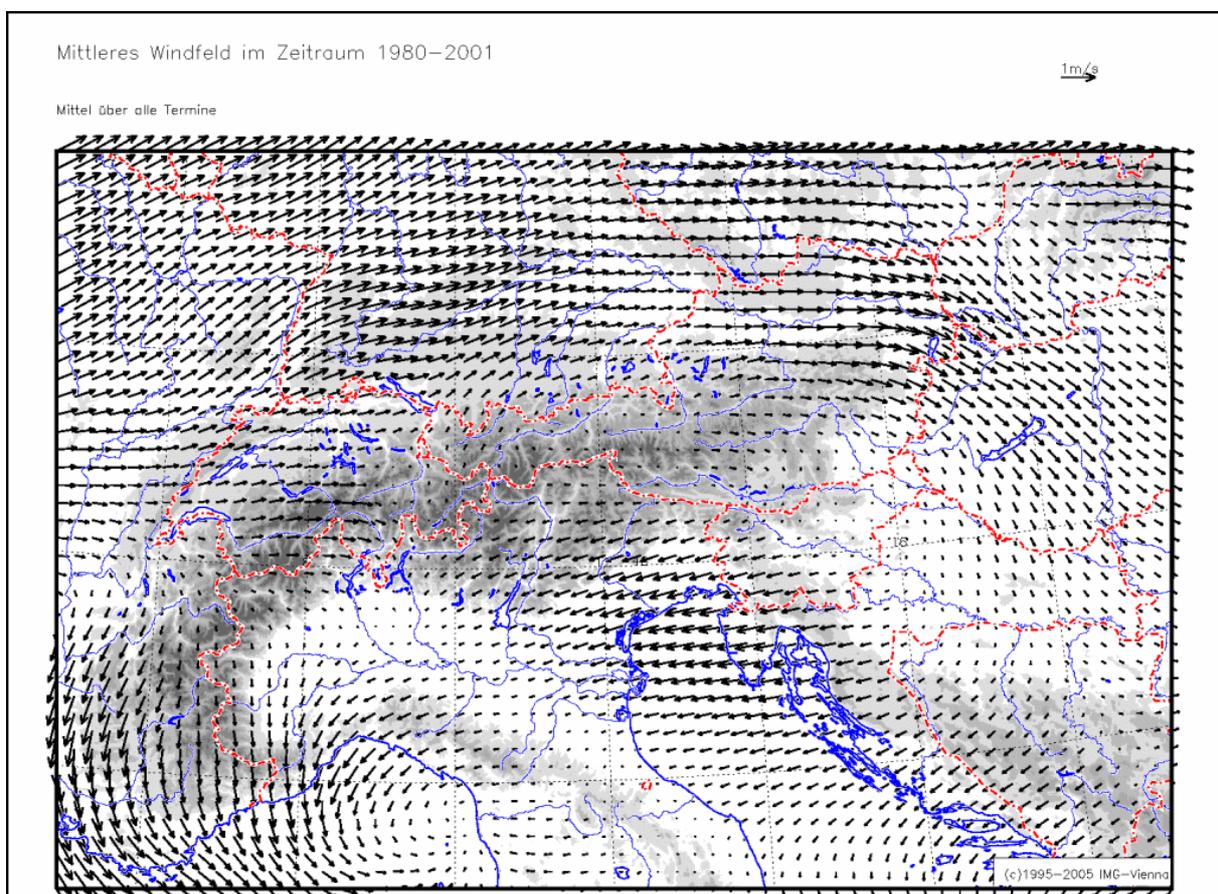


Abb. 4.11: Mittleres Windfeld im Zeitraum 1980-2001 (Vektorielles Mittel aus 64288 mit VERAfem analysierten Windfeldern). Die schwarzen Pfeile sind Windvektoren. Die roten strichlierten Linien sind Landesgrenzen.

In Abbildung 4.11 ist gut zu erkennen, dass im Norden und Osten Österreichs, sowie in der Schweiz, in Süddeutschland und der Tschechei westliche Winde vorherrschen. Die vorherrschenden Winde in den Dinarischen Alpen, in der nördlichen und mittleren Adria und in Südtirol sind Ost- bis Nordost, in Ungarn Nordwest und in Südfrankreich Nord (Mistral).

Für jedes der 22 Jahre, für alle acht Tageszeiten (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 und 21 UTC) und für alle Monate wurden ebenfalls mittlere Windfelder berechnet und als Graphik abgespeichert.

Mittelt man die analysierten Windfelder aller 15 UTC –Termine im Juli (Abbildung 4.12 oben) oder aller 03 UTC –Termine im Juli (Abbildung 4.12 unten), so zeigt sich in eindrucksvoller Weise das Phänomen des „Alpine Pumping“, erkennbar an der horizontalen Konvergenz im Bereich der Alpen

am Nachmittag (Abbildung 4.12 oben) und der horizontalen Divergenz im Bereich der Alpen während der frühen Morgenstunden (Abbildung 4.12 unten). Noch besser lässt sich das Alpine Pumpen demonstrieren, wenn man die mittleren Windfelder von Juli 15 UTC und Juli 03 UTC als Stromlinienfelder darstellt (Abbildung 4.13). Das Alpine Pumpen, das man auch als „Atmen der Alpen“ bezeichnen könnte, wird in Kapitel 4.4 im Zusammenhang mit der horizontalen Divergenz über den Alpen genauer untersucht und beschrieben.

In den Abbildungen 4.12 und 4.13 erkennt man auch die (tagesperiodischen) Land-Seewind-Zirkulationen im Ligurischen Meer, im Golf von Triest und an der Adria-Küste. Alle diese tagesperiodischen Vorgänge sind jedoch auch mit dem übergeordneten synoptisch bedingten Wind überlagert, insbesondere dann, wenn es sich wie in den Graphiken der Abbildungen 4.12 und 4.13 nicht nur um gradientschwache Strahlungstage handelt.

#### **4.4 Alpine Pumping**

Das Phänomen des „Alpine Pumping“ kann im deutschen Sprachgebrauch auch als „Alpines Pumpen“ oder als „Atmen der Alpen“ bezeichnet werden. Dieses Phänomen war schon mehrmals Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen.

Während des Tages erwärmt sich die Luft im gebirgigen Gelände schneller als in Ebenen und kühlt während der Nacht jedoch auch schneller ab. Der Grund dafür liegt im geringeren Luftvolumen innerhalb eines gebirgigen Geländes im Vergleich zum Luftvolumen über Ebenen (Steinacker, 1984). Als Folge dieser Unterschiede ist der Tagesgang der Lufttemperatur in Bergtälern etwa doppelt so groß als in den ebenen Niederungen (Vergeiner und Dreiseitl, 1987). Die entstehende Temperaturdifferenz zwischen den Alpen und dem Umland verursacht an gradientschwachen Strahlungstagen Druckunterschiede. Über den Alpen entstehen während des Tages oft Hitzetiefs und in der Nacht Kältehochs (Knabl, 2004; Bica, 2005).

Die entstehenden Druckgradienten verursachen einen Wind, der während des Tages vom Umland zu den Alpen (Talwind) und während der Nachtstunden von den Alpen zum Umland gerichtet ist (Bergwind). Dieses Phänomen ist bekannt als das „Alpine Pumping“ oder „Alpines Pumpen“, da Luft vom Umland zu den Alpen (und umgekehrt) „gepumpt“ wird (Lugauer und Winkler, 2002). Ähnliche tagesperiodische Windsysteme existieren in allen Gebirgsketten der Welt und waren auch Gegenstand verschiedenster wissenschaftlicher Untersuchungen (z.B. Raymond und Wilkening, 1980; Benta, 1984; Reiter, 1984; Egger et al., 1987, 2000).

Die Voraussetzungen für das Entstehen des Alpines Pumpens ist eine starke Einstrahlung während des Tages und starke Ausstrahlung während der Nacht, aber auch großräumig schwache Druckgradienten, so dass sich die großräumige Strömung nicht mit der Strömung des Alpines Pumpens überlagert. Diese Bedingungen sind normalerweise erfüllt, wenn über Zentraleuropa ein ausgedehntes Hoch oder ein Keil liegt.

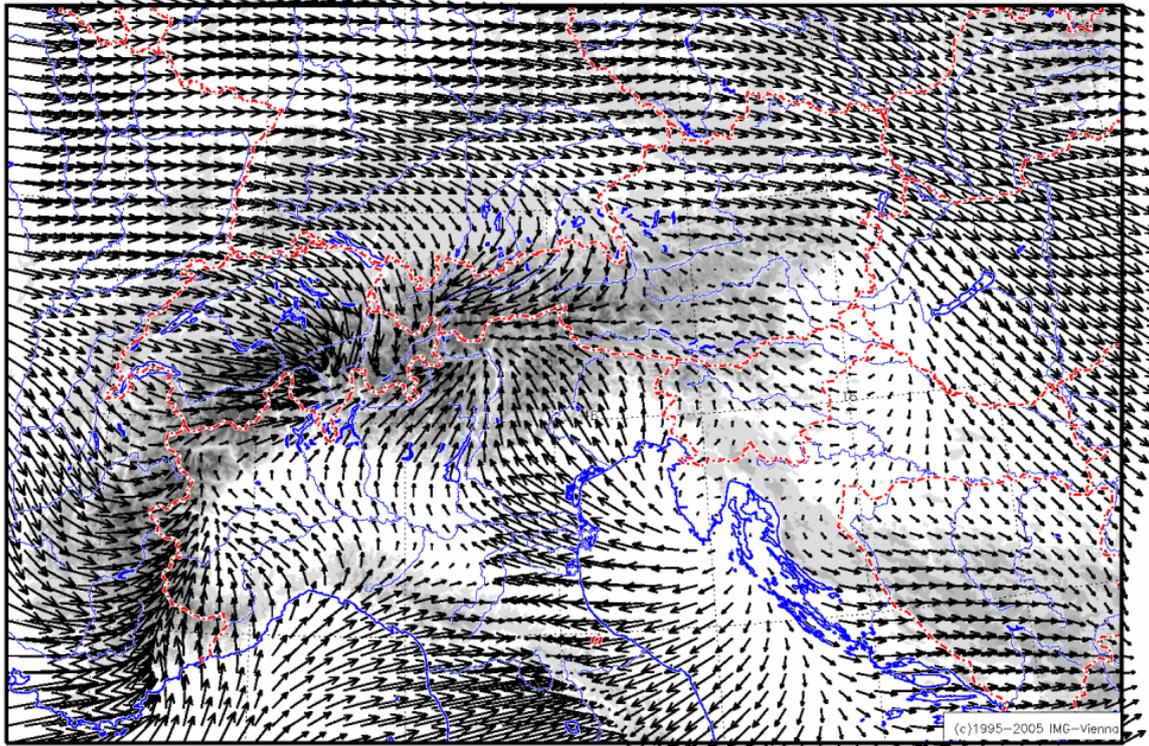
Alpines Pumpen entwickelt sich an ca. 30% aller Tage zwischen April und September (Lugauer et al., 2003). Es ist am häufigsten im Sommer, kommt aber auch im Frühjahr und Herbst vor. Im Winter ist dieses Phänomen sehr selten, da die Einstrahlung zu gering ist und die Schneedecke einen Großteil der Einstrahlung zurückreflektiert.

Da es im Umland der Alpen mehrere Quellgebiete der Luftverschmutzung gibt (z.B. in große Städte wie München, Wien, Milano oder Turin), stellt das Alpine Pumpen ein wichtiges „Transportsystem“ für verschmutzte Luft dar (Seibert et al., 1998; Wotawa et al., 2000; Nyeki et al., 2002). In den Bergen wird die Luftverschmutzung von der Grenzschicht durch Konvektion in die freie Troposphäre transportiert (Carnuth und Trickl, 2000).

Mittleres Windfeld im Juli (Zeitraum 1980–2001)

1m/s

Mittel über alle 15UTC-Termine



Mittleres Windfeld im Juli (Zeitraum 1980–2001)

1m/s

Mittel über alle 03UTC-Termine

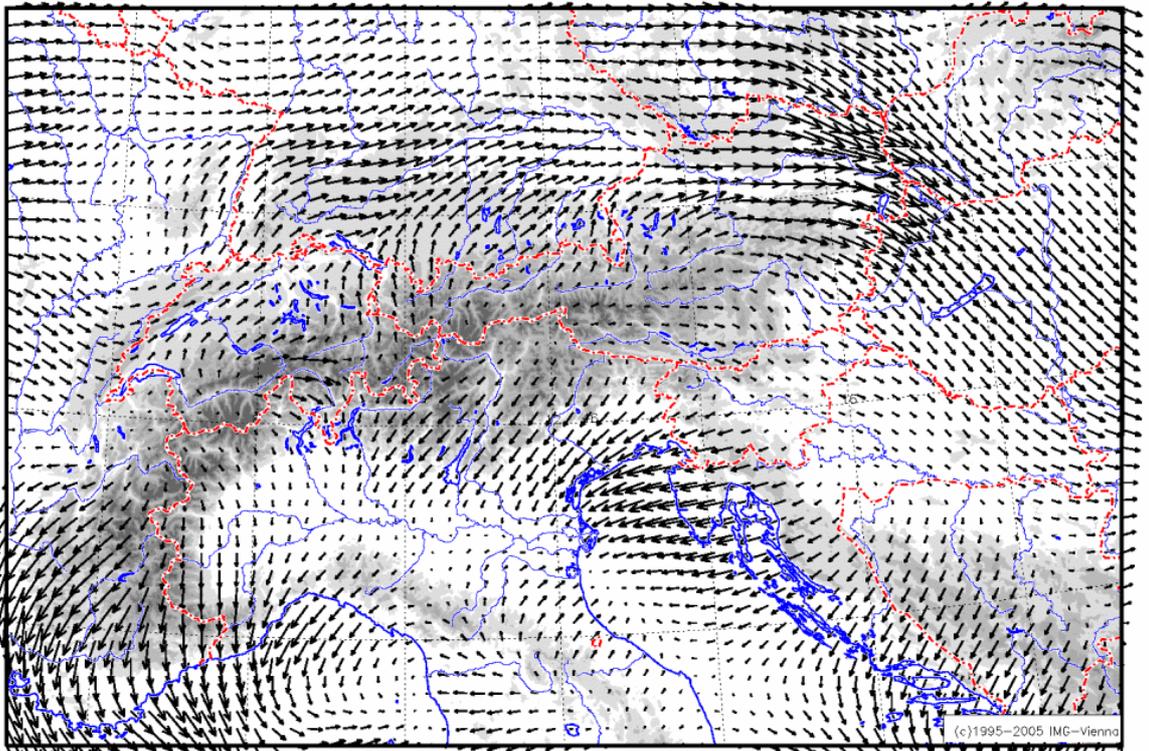
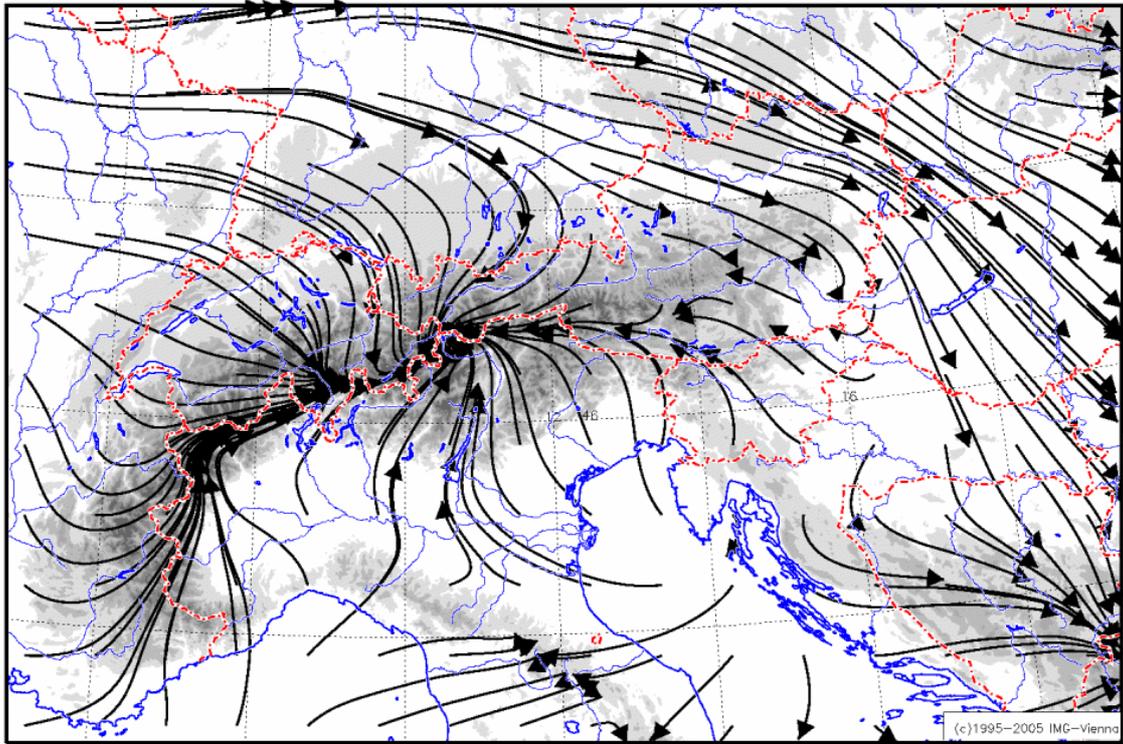


Abb. 4.12: Mittleres Windfeld aller 15 UTC -Termine (oben) und aller 03 UTC-Termine (unten) im Juli im Zeitraum 1980-2001 (Vektoriellles Mittel aus 682 mit VERAfem analysierten Windfeldern).

Mittleres Stromlinienfeld im Juli (Zeitraum 1980–2001)

Mittel über alle 15UTC-Termine



Mittleres Stromlinienfeld im Juli (Zeitraum 1980–2001)

Mittel über alle 03UTC-Termine

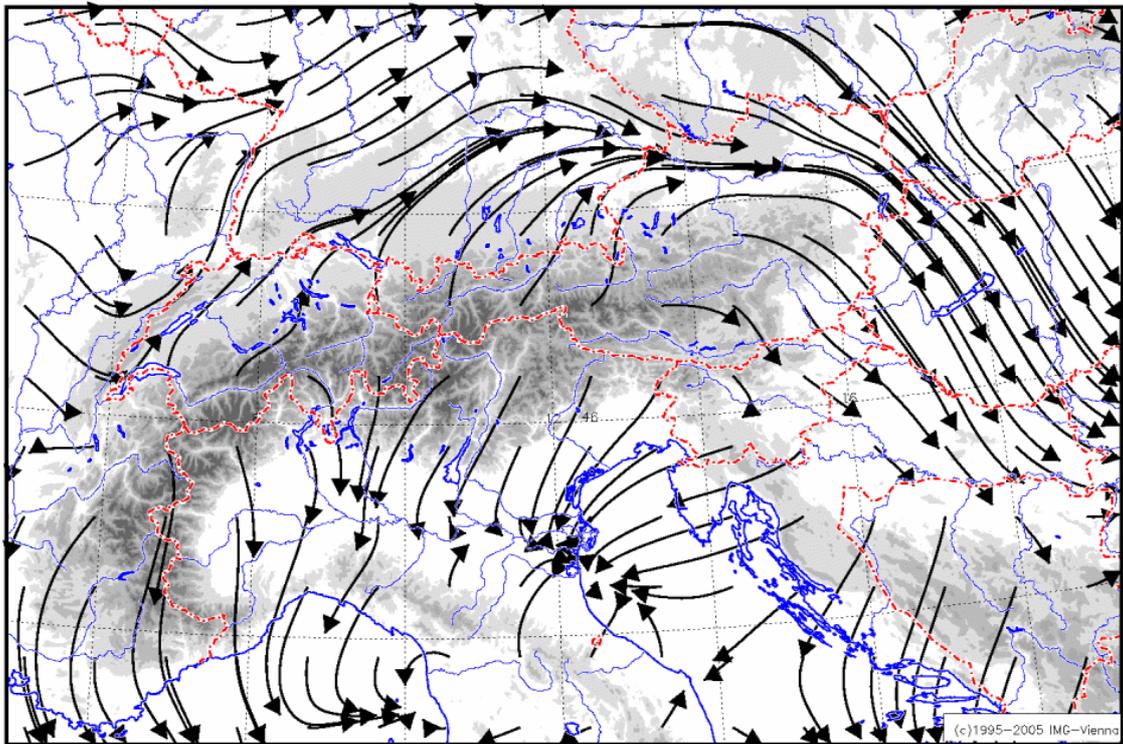


Abb. 4.13: Mittleres Windfeld in Stromlinien-Darstellung aller 15 UTC –Termine (oben) und aller 03 UTC-Termine (unten) im Juli im Zeitraum 1980-2001 (Vektoriellles Mittel aus 682 mit VERAfem analysierten Windfeldern).

Während des Tages verursacht das horizontale Einströmen in Richtung der Alpen eine horizontale Konvergenz, die wiederum häufig Ursache von Gewittern ist (Cotton et al., 1983; Benta und Schaaf, 1987; Schaaf et al., 1988). Diese Gewitter bewegen sich häufig durch die großräumige Strömung von den Bergen weg in Richtung der Ebenen.

Die Strömungsgeschwindigkeit während des Alpine Pumpens beträgt normalerweise einige m/s, die horizontale Ausdehnung dieses Phänomens erstreckt sich bis zu 100 km weit vom Alpenhauptkamm bis ins Umland (Corsmeier et al., 2003).

Im Rahmen des Projektes VERTIKATOR (Vertical Transport and Orography) wurde die alpine Zirkulation mit Hilfe von Doppler-Lidar-Messungen und Dropsonden-Messungen untersucht und mit numerischen Simulationen verglichen. Das Alpine Pumpen wurde dabei an einem gradientschwachen Strahlungstag (19. Juli 2002) untersucht. Die Messungen ergaben, dass an diesem Tag die zu den Alpen strömende Luftschicht eine Dicke von 800-1200m hatte und die horizontale Ausdehnung der strömenden Luftschicht bis zu 80 km vom Alpenhauptkamm bis zum Alpenvorland reichte. Es zeigte sich auch, dass an diesem Tag nahezu die gesamte Luft im untersten Kilometer der Atmosphäre zwischen München und den Alpen in Richtung der Alpen transportiert wurde. Das Einströmen begann um ca. 0930 UTC, hatte sein Maximum am Nachmittag und klang zwischen 2000 UTC und 2300 UTC ab, wobei sich nach Sonnenuntergang die Schichtdicke der strömenden Luftschicht auf ca. 500m verringerte (Weissmann et al., 2004).

#### 4.4.1 Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen

In diesem Kapitel wird die große Anzahl der VERACLIM-Windanalysen aus dem Zeitraum 1980-2001 dazu genutzt, den zeitlichen Verlauf der horizontalen Divergenz (bzw. Konvergenz) im Bereich der Alpen zu untersuchen. Zur Berechnung der horizontalen Divergenz wird die gleiche Art der Alpenumrandung, wie sie in Knabl (2004) vorkommt, verwendet (Abb.4.14).

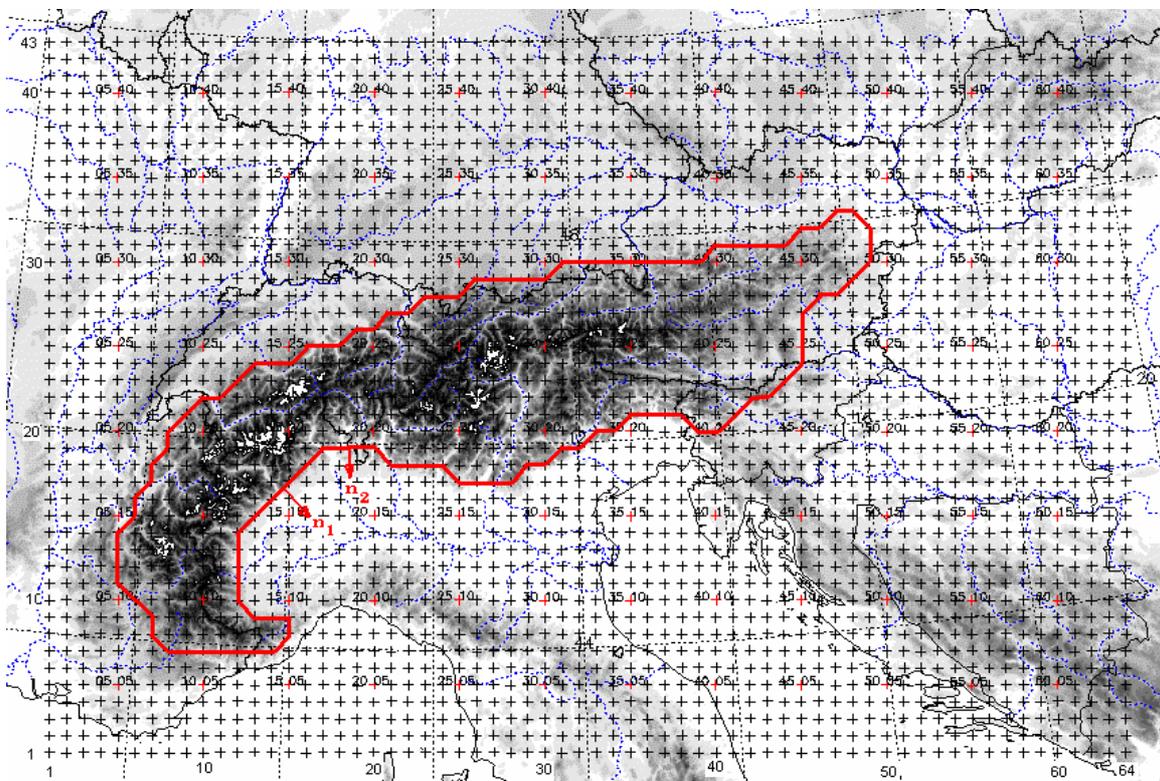


Abb. 4.14: Gitterpunktfeld der VERAfem-Domäne und Alpenumrandung (rot) zur Berechnung der horizontalen Divergenz. Die dunkle Schattierung gibt die Topographie wieder. Die schwarzen Zahlen sind Gitterpunktnummerierungen, die roten Pfeile sind zwei Einheitsvektoren, die im rechten Winkel zu den ersten beiden der insgesamt 63 Umrandungsabschnitte stehen.

Die Berechnung der horizontalen 2D-Divergenz kann vom Gauß'schen Integralsatz abgeleitet werden (Bluestein, 1993).

Der Gauß'sche Integralsatz (für den dreidimensionalen Fall)

$$\boxed{\iiint_V (\nabla \cdot \mathbf{v}) dx dy dz = \oiint_A (\mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) dA} \quad \text{Glg. 4.1}$$

mit:

- $\nabla = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right)$  .....dreidimensionaler Nabla-Operator
- $\mathbf{v} = \mathbf{v}(x, y, z) = \mathbf{v}(u(x, y, z), v(x, y, z), w(x, y, z))$  .....3D-Vektor (3D-Windvektor)
- $\mathbf{n}$  .....Einheitsvektor, der normal auf die Begrenzungsfläche A steht und nach außen weist.
- V.....Volumen eines Körpers, das durch die geschlossene Oberfläche A eingegrenzt ist.
- dA.....infinitesimales Oberflächenelement der geschlossenen Fläche A

kann auch in zweidimensionaler Form geschrieben werden:

$$\boxed{\iint_A (\nabla \cdot \mathbf{v}) dx dy = \oint_K (\mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) ds} \quad \text{Glg. 4.2}$$

mit:

- $\nabla = \left( \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$  .....zweidimensionaler Nabla-Operator
- $\mathbf{v} = \mathbf{v}(x, y) = \mathbf{v}(u(x, y), v(x, y))$  .....2D-Vektor (2D-Windvektor)
- $\mathbf{n}$  .....Einheitsvektor, der normal auf die Begrenzungskurve K steht und nach außen weist.
- A.....Fläche des Gebietes, das durch die geschlossene Kurve K begrenzt ist
- ds.....infinitesimales Streckenelement entlang der Kurve K
- $\mathbf{v} \cdot \mathbf{n}$  .....Projektion des Windvektors  $\mathbf{v}$  auf den Einheitsvektor  $\mathbf{n}$
- $\nabla \cdot \mathbf{v}$  .....horizontale Divergenz (2D-Divergenz)

Die Gleichung 4.2 in Worten ausgedrückt: Die horizontale Divergenz (2D-Divergenz) ist die Nettoanzahl der Strömungsteilchen, die pro Sekunde durch die geschlossene Kurve K aus dem Gebiet mit der Fläche A herausströmen.

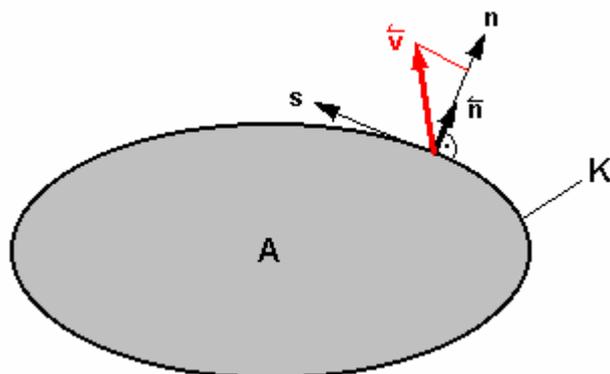


Abb. 4.15: Skizze zur Veranschaulichung der Integralmethode (Glg. 4.2) zur Berechnung der horizontalen Divergenz (n und s sind natürliche Koordinaten entlang der geschlossenen Kurve K)

Dividiert man die Gleichung 4.2 durch die Fläche A, so erhält man:

$$\frac{\iint_A (\nabla \cdot \mathbf{v}) dA}{A} = \frac{\oint_K (\mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) ds}{A} \Rightarrow \nabla \cdot \mathbf{v} = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{\oint (\mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) ds}{A} \dots\dots 2D\text{-Divergenz} \quad \text{Glg. 4.3}$$

In diesem Fall der Berechnung der horizontalen Divergenz im Bereich der Alpen werden die entsprechenden Gitterpunkte so miteinander verbunden, dass eine geschlossene Kurve um die Alpen entsteht (rote Linie in Abb. 4.14). Aus den Winkeln der insgesamt 63 Verbindungslinien mit der Länge  $s_i$  lassen sich dann die x- und y-Komponenten des Einheitsvektors  $n_i$  bestimmen.

Mit den Windgeschwindigkeitskomponenten  $u_i$  und  $v_i$  und nach Berechnung des Flächeninhalts A ist es möglich, die Gleichung 4.3 in diskretisierter Form zu lösen und die horizontale Divergenz zu berechnen.

Die diskretisierte Form der Gleichung 4.3 lautet dann:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \frac{1}{A} \sum_1^{63} [(u_i n_{ix} + v_i n_{iy}) s_i] \quad \text{Glg. 4.4}$$

mit:

- Index  $i = [1,63]$ .....Numerierung der 63 Teilabschnitte der Alpenumrandung
- $u_i$  .....x-Komponente des i-ten Windvektors
- $v_i$  .....y-Komponente des i-ten Windvektors
- $n_{ix}$  .....x-Komponente des i-ten Einheitsvektors
- $n_{iy}$  .....y-Komponente des i-ten Einheitsvektors
- $s_i$  .....Länge des i-ten Teilabschnittes der Alpenumrandung
- A.....Flächeninhalt innerhalb der Alpenumrandung:  $A = 411 \cdot 400 \text{ km}^2 = 164400 \text{ km}^2$

Um Rechenungenauigkeiten durch Unsymmetrien zu vermeiden (Lotteraner, 2001), wird folgendermaßen vorgegangen:

- Die Teilstrecken zwischen den Gitterpunkten werden halbiert.
- Der Windvektor des i-ten Gitterpunkts wird mit dem Einheitsvektor der rechts an dem i-ten Gitterpunkt anschließenden Teilstrecke skalar multipliziert und dann dieses Skalarprodukt mit der halben Länge der rechts an dem i-ten Gitterpunkt anschließenden Teilstrecke multipliziert.
- Anschließend wird der Windvektor des i-ten Gitterpunkts mit dem Einheitsvektor der links an dem i-ten Gitterpunkt anschließenden Teilstrecke skalar multipliziert und dann dieses Skalarprodukt mit der halben Länge der links an dem i-ten Gitterpunkt anschließenden Teilstrecke multipliziert.
- Die 2D-Divergenz ergibt sich dann aus der Summe aller Skalarprodukte über alle Teilstrecken der Alpenumrandung dividiert durch den Flächeninhalt der Alpenumrandung (Gleichung 4.5).

Aus der Gleichung 4.4 wird dann bei 63 Teilstrecken:

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = \frac{1}{A} \left\{ \left[ (u_{63} n_{63x} + v_{63} n_{63y}) \frac{s_{63}}{2} + (u_{63} n_{1x} + v_{63} n_{1y}) \frac{s_1}{2} \right] + \sum_1^{62} \left[ (u_i n_{ix} + v_i n_{iy}) \frac{s_i}{2} + (u_i n_{(i+1)x} + v_i n_{(i+1)y}) \frac{s_{(i+1)}}{2} \right] \right\}$$

Glg. 4.5

Nach Berechnung der horizontalen Divergenz für jeden einzelnen (3-stündigen) Termin im Zeitraum 1980-2001 nach der oben beschriebenen Methode wurde der mittlere Tagesgang ermittelt (Abb. 4.16).

Wie in Abb. 4.16 zu sehen ist, überwiegt beim mittleren Tagesgang der Divergenz über den Alpen vom Zeitraum 1980-2001 die Divergenz stark gegenüber der Konvergenz. Dies ist (hypothetisch gesehen) damit zu erklären, dass an vielen Tagen des Jahres im Bereich der Alpen Nord- bzw. Südföhn vorkommt. Bei Föhn-Situationen ist im Lee der Alpen der Wind wesentlich stärker als auf der Luv-Seite, wodurch es zu einer Geschwindigkeits-Divergenz kommt, die sich im mittleren Tagesgang mit der horizontalen Divergenz überlagert. Diese Hypothese wird in Kapitel 4.4.2 auch bestätigt.

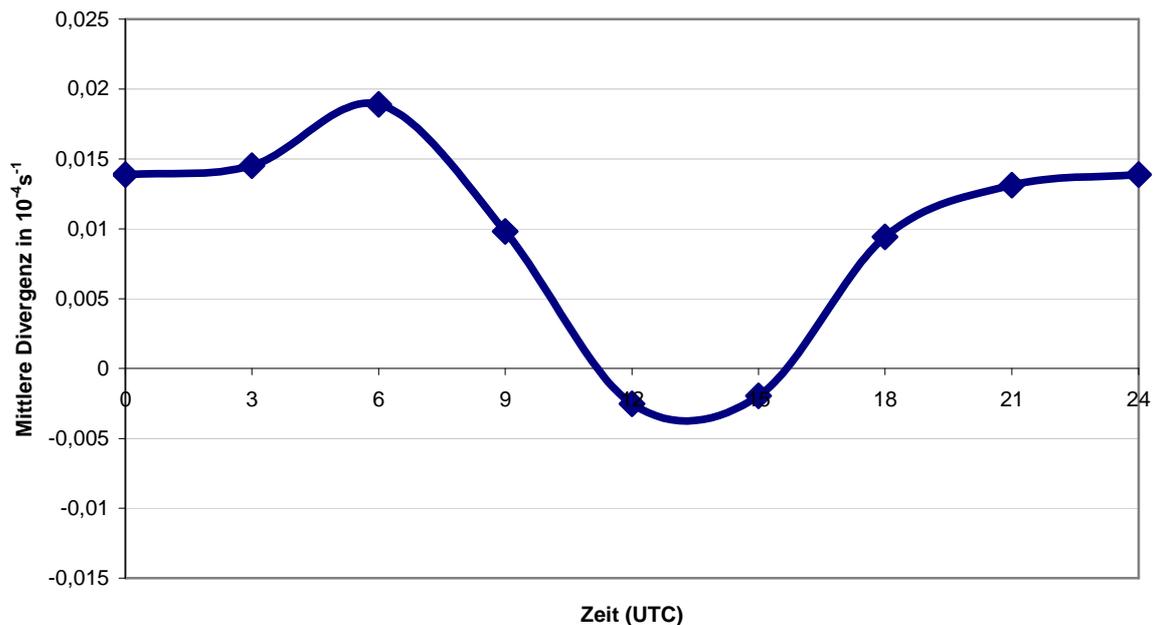


Abb. 4.16: Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen im Zeitraum 1980-2001

Die im Rahmen von VERACLIM durchgeführten klimatologischen Auswertungen der VERAfem-Druckanalysen ergaben, dass an rund 15-30% aller Termine (im Zeitraum 1980-2001) Nord- oder Südstau im Bereich der Alpen vorkommt (Knabl, 2004). Als Stau-Situation wurde gezählt, wenn zwischen einem Gitterpunkt auf der Alpensüdseite und einem 360km entfernten Gitterpunkt auf der Alpennordseite eine Druckdifferenz von mindestens 6 hPa vorkommt (Knabl, 2004). Föhn-Situationen in den Alpen (Nord- bzw. Südföhn) stehen ja bekanntermaßen oft (aber nicht zwingend) mit Staulagen bzw. starken Druckgradienten über den Alpen in Zusammenhang.

In der Abb.4.17 sind die jahreszeitlichen Unterschiede des mittleren Tagesgangs der horizontalen Divergenz über den Alpen, gemittelt über die Monate Jänner, April, Oktober und Juli, dargestellt. In dieser Graphik ist zu sehen, dass der Tagesgang der Divergenz über den Alpen, wie erwartet, im Jänner wesentlich geringer ist als Juli. Dies liegt daran, dass die Einstrahlung im Winter kleiner ist als im Sommer, im Winter durch die Schneedecke viel Strahlung zurückreflektiert wird und die Energie der Einstrahlung oft nicht zur Erhitzung des Bodens beiträgt, sondern zur Schmelze oder Sublimation der Schneedecke. In einem Hochsommermonat wie z.B. Juli ist das Alpine Pumpen auf Grund der erhöhten Einstrahlung erwartungsgemäß relativ stark und zeigt sich als relativ großer Tagesgang der horizontalen Divergenz.

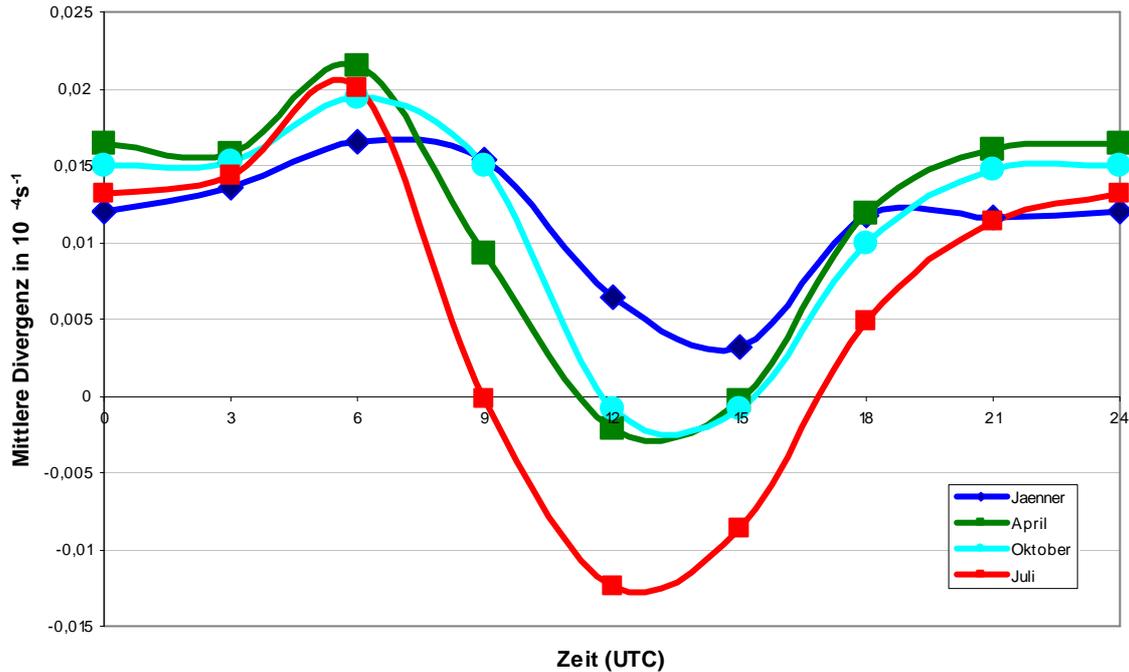


Abb. 4.17: Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen im Zeitraum 1980-2001

Es bleibt noch die Frage, weshalb beim mittleren Tagesgang der Divergenz über den Alpen (Abb.4.17) die Werte in den Monaten April und Oktober überwiegend positiv und im Wintermonat Jänner durchgehend positiv sind. Die Antwort gibt vielleicht die Abbildung 4.18, die den prozentuellen Anteil von Terminen mit Staulagen (Nord- bzw. Südstau) im Alpenraum für jeden Monat darstellt. Die Ergebnisse aus der Abbildung 4.18 stammen aus der im Rahmen von VERACLIM durchgeführten klimatologischen Auswertungen der VERAfem-Druckanalysen aus dem Zeitraum 1989-2001 (Knabl, 2004). In dieser Graphik sieht man, dass in den Sommermonaten (Juni, Juli, August) nur an etwa 15-18% aller Termine eine Nord- oder Südstaulage (Druckdifferenz von mindestens 6hPa zwischen einem GP nördlich der Alpen und einem 360km weit entfernten GP südlich der Alpen) vorkommt, während in den Wintermonaten (Dezember, Jänner und Februar) an etwa 26-33% aller Termine eine Nord- oder Südstaulage im Bereich der Alpen vorkommt. Die im Vergleich zu den Sommermonaten nahezu doppelt so häufig vorkommenden Staulagen in den Wintermonaten lassen auch den Schluss zu, dass auch Föhnsituationen in den Alpen im Winter wesentlich häufiger vorkommen als im Sommer, was zur Folge hätte, dass eine Überlagerung der horizontalen Divergenz über den Alpen mit der Geschwindigkeits-Divergenz in einem Wintermonat öfter vorkommt als in einem Sommermonat.

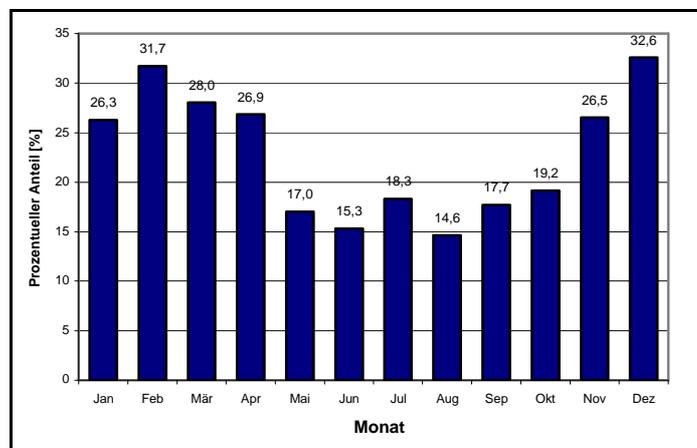


Abb.4.18: Monatlicher prozentueller Anteil von Nord- und Südstaulagen im Zeitraum 1980-2001 (Knabl, 2004)

#### 4.4.2 Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen an gradientschwachen Tagen

Um die Hypothese zu „stützen“, dass es zu einer Überlagerung der 2D-Divergenz mit der Geschwindigkeits-Divergenz kommt, wurden mittlere Tagesgänge der 2D-Divergenz über den Alpen an automatisch ausgewählten gradientschwachen Tagen berechnet und als Graphik dargestellt (Abbildung 4.20). Dabei wurde als gradientschwacher Tag gezählt, wenn der mittlere Betrag des horizontalen Druckgradienten einen bestimmten (im Programm einstellbaren) Schwellwert überschreitet. Zur Berechnung des mittleren horizontalen Druckgradienten wurden die im Rahmen von VERACLIM berechneten VERAfem-Druckanalysen aus dem Zeitraum 1980-2001 verwendet.

$$\text{Der Druckgradient in x-Richtung am GP}_{(i,j)}: \left. \frac{\Delta p}{\Delta x} \right|_{i,j} = \frac{p_{i+1,j} - p_{i-1,j}}{2\Delta x}$$

Glg. 4.6

$$\text{Der Druckgradient in y-Richtung am GP}_{(i,j)}: \left. \frac{\Delta p}{\Delta y} \right|_{i,j} = \frac{p_{i,j+1} - p_{i,j-1}}{2\Delta y}$$

mit:

- i, j.....GP-Koordinaten
- $\Delta x$  .....GP-Abstand in x-Richtung
- $\Delta y$  .....GP-Abstand in y-Richtung

Die Berechnung des mittleren Betrages des Druckgradienten erfolgte dann auf folgende Weise (Glg. 4.7):

1. Für jeden einzelnen Termin des Zeitraums 1980-2001 wurde (gemittelt über die gesamte Domäne) der mittlere Druckgradient sowohl in x-Richtung als auch in y-Richtung berechnet.
2. Daraus wurde dann für jeden einzelnen Termin der mittlere Betrag des horizontalen Druckgradienten berechnet
3. Aus allen Werten der 8 Termine eines Tages wurde für jeden Tag ein Tagesmittel berechnet

Es wurde also für jeden Tag der 22-Jahre ein Tagesmittel des mittleren Betrages des horizontalen Druckgradienten berechnet.

Als Formel könnte man das so ausdrücken:

$$\overline{|\nabla p|}^{alleGP}_{Tag} = \sqrt{\left[ \overline{\left( \frac{\Delta p}{\Delta x} \right)}^{alleGP} \right]^2 + \left[ \overline{\left( \frac{\Delta p}{\Delta y} \right)}^{alleGP} \right]^2 \right)^{Tag}} \quad \text{Glg.4.7}$$

Setzt man einen Schwellwert für das Tagesmittel des mittleren Betrages des horizontalen Druckgradienten fest, der nicht überschritten werden darf, um den entsprechenden Tag als gradientschwach bezeichnen zu können, so erhält man eine Liste von gradientschwachen Tagen. In der Abbildung 4.19 ist zu sehen, wie sich die Anzahl der automatisch ausgewählten gradientschwachen Tage mit der Änderung des Schwellwertes ändert.

Die Abbildung 4.20 zeigt den Mittleren Tagesgang der 2D-Divergenz über den Alpen an nach der oben beschriebenen Methode automatisch (objektiv) ausgewählten gradientschwachen Tagen für den Zeitraum 1980-2001 in Abhängigkeit unterschiedlich großer Schwellwerte. Deutlich ist zu sehen, dass an Tagen mit größeren Werten des mittleren Betrages des horizontalen Druckgradienten (z.B. orange Kurve in Abb. 4.20 bei einem Schwellwert von 0,018 hPa/km) der mittlere Tagesgang der 2D-Divergenz ausschließlich positive Werte enthält, während an gradientschwachen Tagen (z.B. grüne Kurve in Abb. 4.20 bei einem Schwellwert von 0.004 hPa/km) die horizontale Konvergenz überwiegt.

Dies ist ein weiteres Indiz dafür, dass an Tagen mit starken Druckgradienten, an denen oft auch Föhn auftritt, eine Geschwindigkeits-Divergenz entsteht, die sich mit der horizontalen Divergenz überlagert.

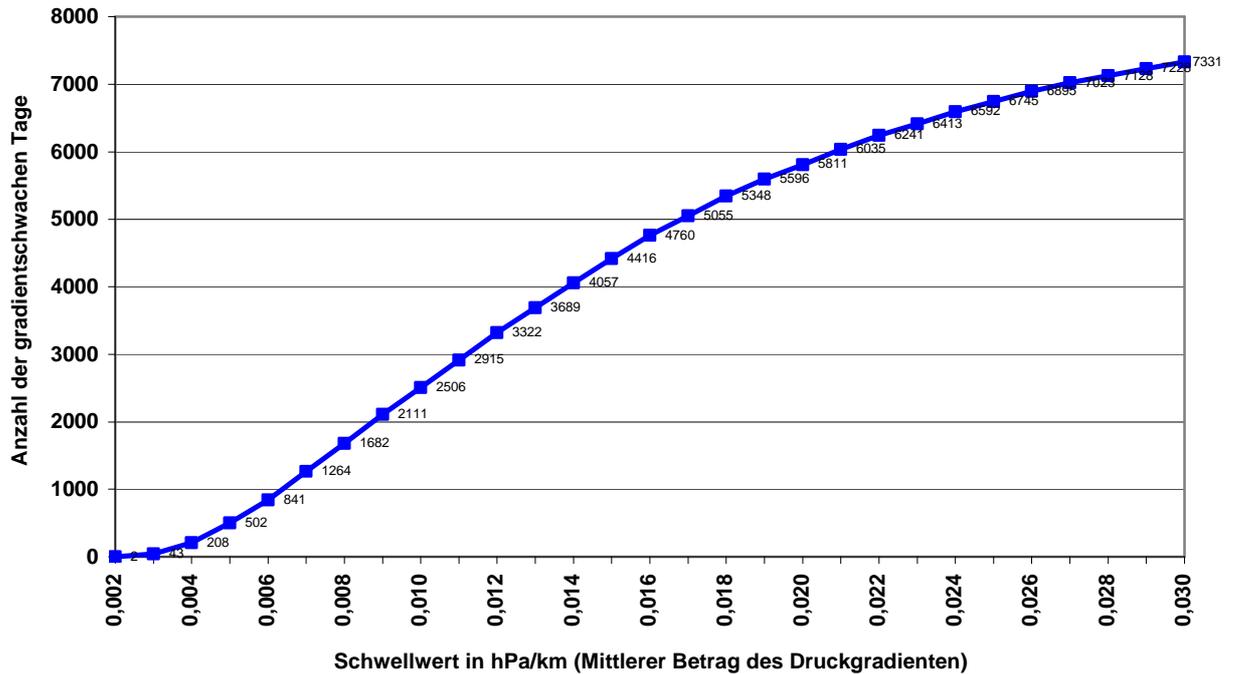


Abbildung 4.19: Anzahl der gradientschwachen Tage in Abhängigkeit vom Schwellwert für den maximalen Wert des mittleren Betrages des Druckgradienten (Tages- und GP-Mittel) im Zeitraum 1980-2001 (Max.: 8036 Tage)

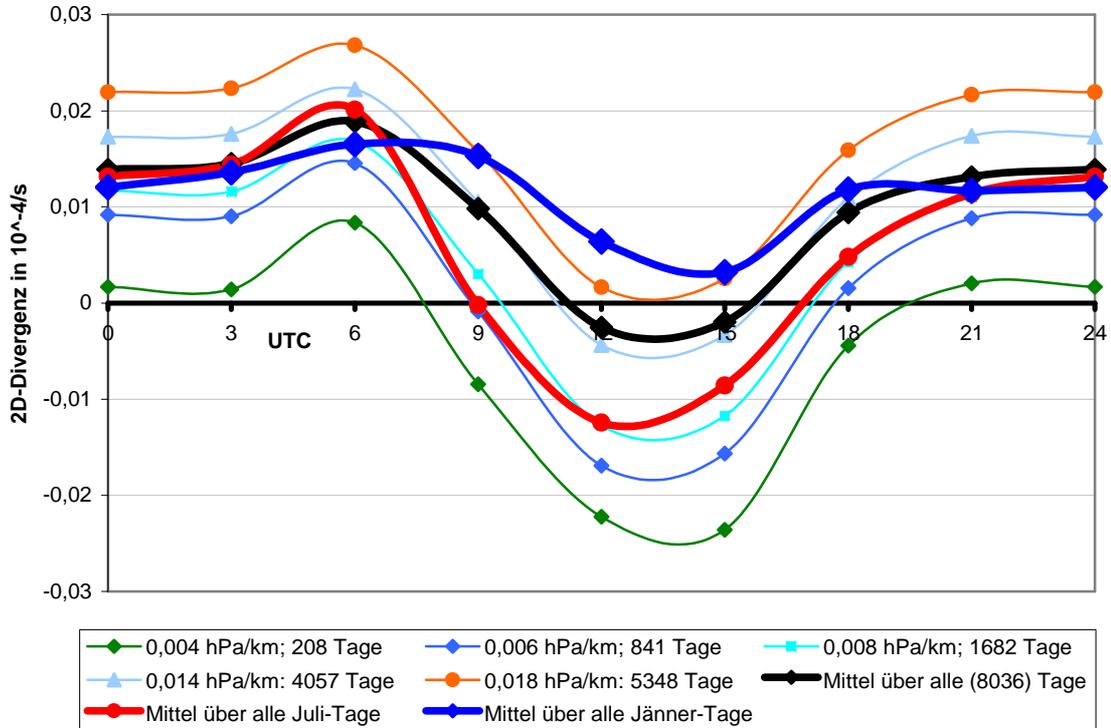


Abbildung 4.20: Mittlerer Tagesgang der 2D-Divergenz über den Alpen an automatisch ausgewählten gradientschwachen Tagen im Zeitraum 1980-2001 in Abhängigkeit unterschiedlich großer Schwellwerte für den maximalen Wert des mittleren Betrages des horizontalen Druckgradienten (dünne Kurven). Zum Vergleich sind die mittleren Tagesgänge der horizontalen Divergenz für die Monate Jänner und Juli, sowie für alle Tage eingezeichnet (dicke Kurven).

#### 4.4.3 Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen an Strahlungstagen

Ein weiteres Experiment soll zeigen, in welchem Ausmaß sich der mittlere Tagesgang der 2D-Divergenz über den Alpen an Strahlungstagen, also an Tagen mit großer Ein- und Ausstrahlung, an denen die Bedingungen für die thermisch induzierte Zirkulation auf dem „alpinen Scale“ (Alpines Pumpen) besonders günstig sind, erhöht.

Die automatische (objektive) Auswahl von Strahlungstagen erfolgte mit Hilfe der im Rahmen von VERACLIM berechneten 3-stündigen Analysen der potentiellen Temperatur für den Zeitraum 1980-2001. Dabei wurde folgendermaßen vorgegangen:

- Für jeden Tag wurde für jeden GP die Differenz zwischen Tages-Maximum der potentiellen Temperatur ( $\Theta_{\max}$ ) und Tages-Minimum der potentiellen Temperatur ( $\Theta_{\min}$ ) ermittelt.
- Anschließend wurde für jeden Tag die mittlere Differenz zwischen  $\Theta_{\max}$  und  $\Theta_{\min}$  (über alle GP der gesamten Domäne gemittelt) berechnet.
- Alle Tage, an denen der mittlere Temperatur-Tagesgang (Differenz zwischen  $\Theta_{\max}$  und  $\Theta_{\min}$  über alle GP gemittelt) einen bestimmten (im Programm einstellbaren) Schwellwert überschreiten, wurden als Strahlungstage betrachtet und abgespeichert.

Die Abbildung 4.21 zeigt die Anzahl der automatisch ausgewählten Strahlungstage in Abhängigkeit des Schwellwertes für den mittleren Tagesgang der potentiellen Temperatur (gemittelt über alle GP der gesamten Domäne) für den Zeitraum 1980-2001 (Maximale Anzahl der Tage: 8036).

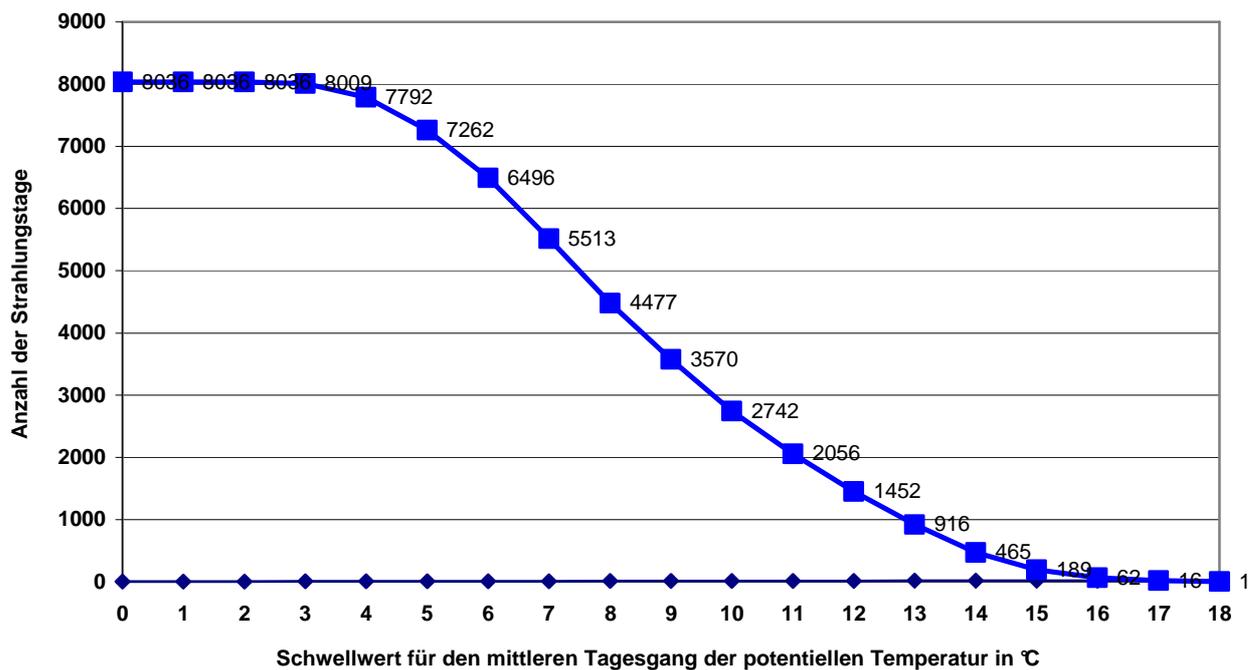


Abbildung 4.21: Anzahl der automatisch ausgewählten Strahlungstage in Abhängigkeit des Schwellwertes für den mittleren Tagesgang der potentiellen Temperatur (gemittelt über alle GP der gesamten Domäne) für den Zeitraum 1980-2001 (Maximale Anzahl der Tage: 8036).

Die Abbildung 4.22 zeigt die mittleren Tagesgänge der horizontalen Divergenz über den Alpen von automatisch ausgewählten Strahlungstagen bei unterschiedlichen Schwellwerten für den mittleren Tagesgang der potentiellen Temperatur (gemittelt über alle GP der gesamten Domäne).

Wie zu erwarten war, verstärkt sich der mittlere Tagesgang der horizontalen Divergenz umso mehr, je höher der Schwellwert für den mittleren Tagesgang der potentiellen Temperatur gesetzt wird (Abb. 4.22).

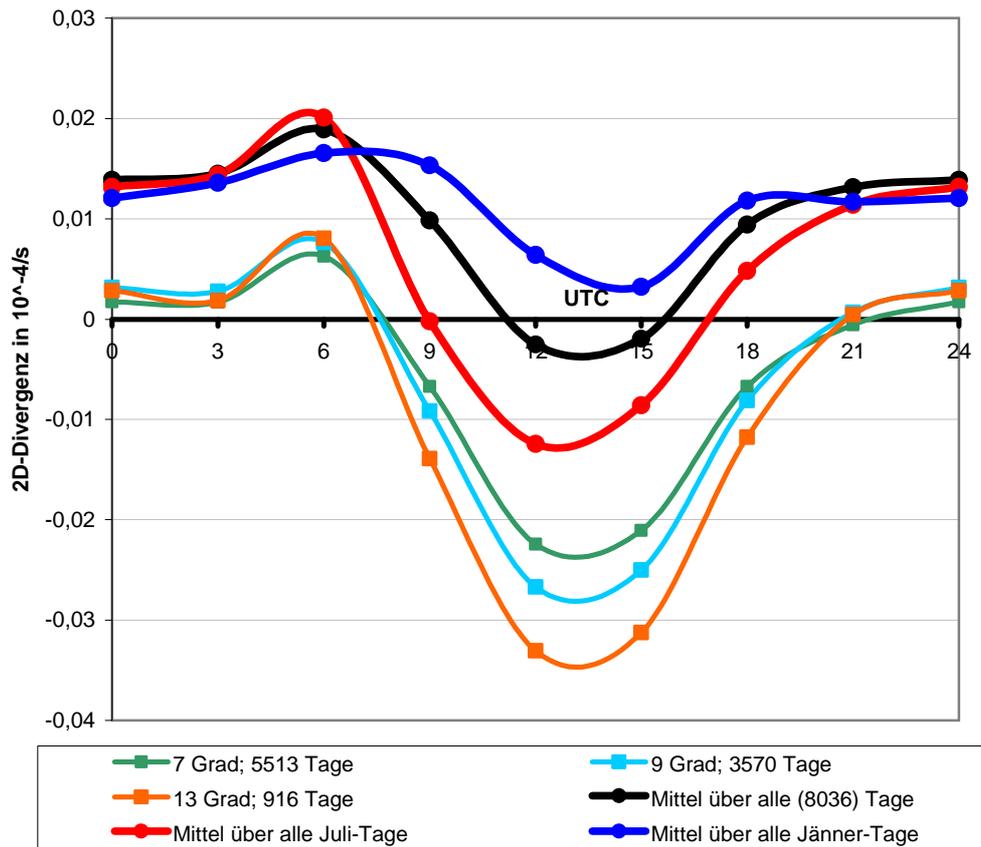


Abbildung 4.22: Mittlerer Tagesgang der horizontalen Divergenz über den Alpen an automatisch ausgewählten Strahlungstagen im Zeitraum 1980-2001 in Abhängigkeit vom Schwellwert für den mittleren Tagesgang der potentiellen Temperatur (dünne Kurven). Zum Vergleich sind die mittleren Tagesgänge der horizontalen Divergenz für die Monate Jänner und Juli, sowie für alle Tage eingezeichnet (dicke Kurven).

#### 4.4.4 Abschätzung des während eines gradientschwachen Strahlungstages durch Alpines Pumpen ausgetauschten Luftvolumens innerhalb der Alpen

Die Ergebnisse, die in den Abbildungen 4.20 und 4.22 dargestellt wurden, lassen eine grobe Abschätzung des durch das Alpine Pumpen während eines gradientschwachen Strahlungstages ausgetauschten Luftvolumens innerhalb der Alpen zu:

Multipliziert man eine angenommene (über einen gradientschwachen Strahlungstag gemittelte) mittlere Konvergenz von  $\sim 0,01 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  (Abb. 4.20 und 4.22) mit den  $24 \cdot 3600 \text{ s}$  eines Tages, dann mit der durch die Alpenumrandung (Abb. 4.14) eingeschlossenen Fläche von  $164400 \text{ km}^2$  und dann noch mit einer angenommenen Schichtdicke von  $1 \text{ km}$  (Weissmann et al., 2004), so erhält man das während 24 Stunden eines gradientschwachen Strahlungstages durch die gegebene Alpenumrandung durchströmende (ausgetauschte) Luftvolumen.

Das heißt:  $\text{ausgetauschtes Luftvolumen} = \text{mittlere Konvergenz} \cdot \text{Zeit} \cdot \text{Fläche} \cdot \text{Schichtdicke}$

Die grobe Abschätzung ergibt ein Luftvolumen von  $\sim 15000 \text{ km}^3$ , das während eines gradientschwachen Strahlungstages durch die angenommene Alpenumrandung strömt!

## 4.5 Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshäufigkeiten

Die im Rahmen von VERACLIM erstellten 3-stündigen Windanalysen aus dem Zeitraum 1980-2001 lassen sich auch in Bezug auf Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshäufigkeiten für jeden Gitterpunkt der VERAfem-Domäne klimatologisch auswerten.

Der große Vorteil der GP-Auswertungen im Vergleich zu klimatologischen Auswertungen von Stations-Winddaten ist die hohe räumliche und zeitliche Auflösung der an 10795 Gitterpunkten und 64288 Terminen lückenlos (!) zur Verfügung stehenden analysierten Winddaten.

Da es nicht möglich ist, alle Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitshäufigkeiten für jeden GP graphisch darzustellen, werden hier nur ein paar Beispiele gezeigt. Sämtliche klimatologischen Auswertungen für jeden Gitterpunkt lassen sich mit dem Fortran-Programm „windclim.f90“ reproduzieren.

Die Abbildung 4.23 zeigt die relative Windrichtungshäufigkeit in Prozent für den GP 97/67 (Wien Kagran) für den Zeitraum 1980-2001. In dieser Windrosen-Darstellung sieht man die vorherrschende Windrichtung West-Nordwest bzw. Südost.

Teilt man die relativen Windrichtungshäufigkeiten (z.B. für den GP 97/67) auf die acht verschiedenen Termine eines Tages auf, so erhält man eine Windrosen-Darstellung, die die tagesperiodischen Vorgänge zeigt (Abbildung 4.24).

Genauso könnte man die relativen Windrichtungshäufigkeiten auch auf die vier Jahreszeiten aufteilen, wie (für den GP 97/67) in Abbildung 4.25 dargestellt. In dieser Graphik erkennt man, dass der vorherrschende W-NW-Wind in den Sommermonaten (Juni, Juli und August) häufiger vorkommt als in den anderen drei Jahreszeiten.

Beispiel GP 97/67 (Wien Kagran):

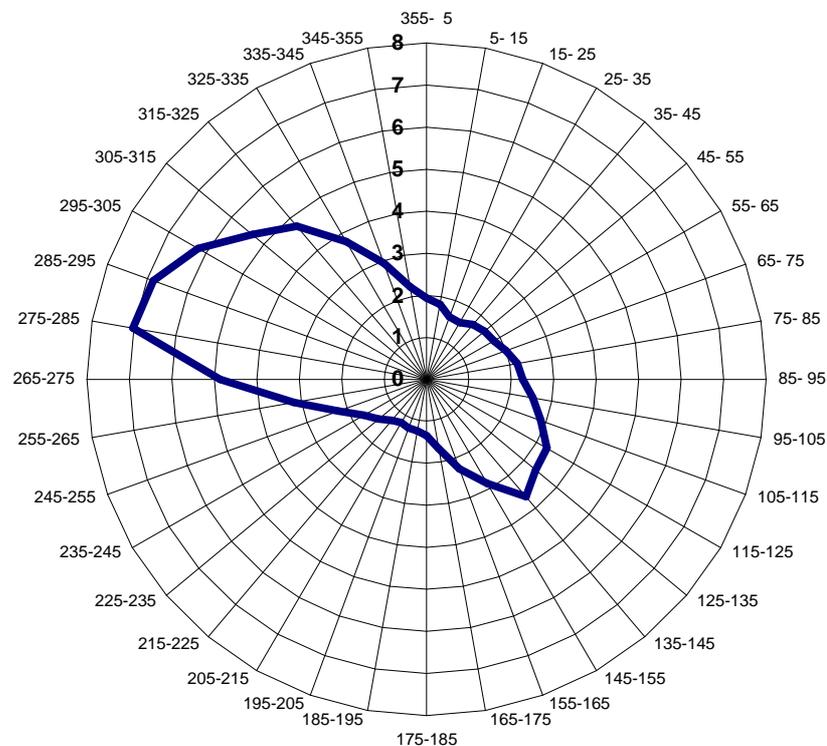


Abbildung 4.23: Relative Windrichtungshäufigkeit (in %) für den Gitterpunkt 97/67 am 10 km-Gitter (Wien Kagran, 16.46 E, 48.24 N) im Zeitraum 1980-2001

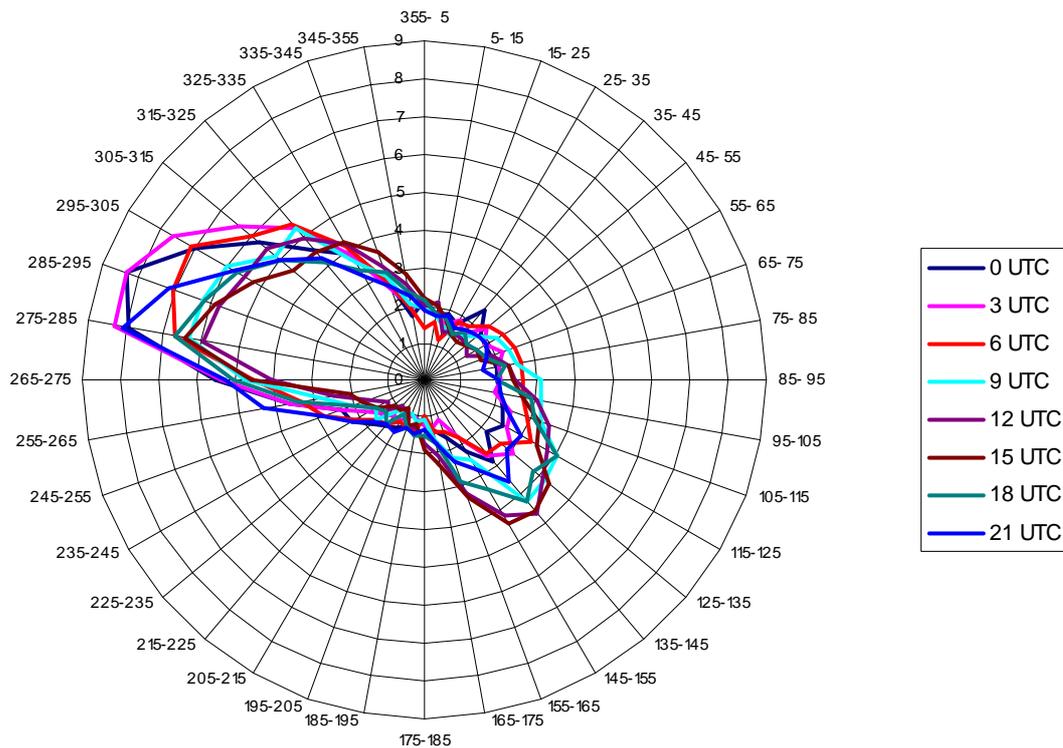


Abbildung 4.24: Relative Windrichtungshäufigkeiten (in %) für den Gitterpunkt 97/67 am 10 km-Gitter (Wien Kagran, 16.46 E, 48.24 N) für verschiedene Tageszeiten im Zeitraum 1980-2001

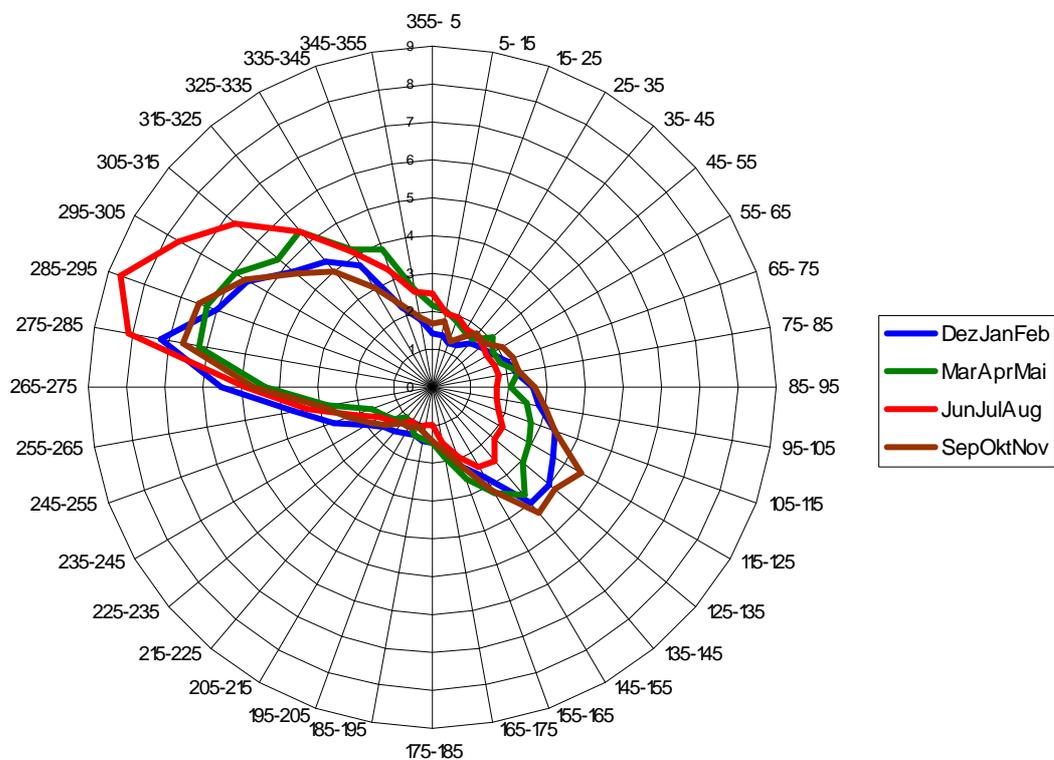


Abbildung 4.25: Relative Windrichtungshäufigkeiten (in %) für den Gitterpunkt 97/67 am 10 km-Gitter (Wien Kagran, 16.46 E, 48.24 N) für alle vier Jahreszeiten im Zeitraum 1980-2001

Die Abbildung 4.26 zeigt die relative Häufigkeit der Windgeschwindigkeit für den GP 97/67, eingeteilt in verschiedene Windgeschwindigkeits-Klassen. Während die Windgeschwindigkeit an fast 25% aller Termine 0-1m/s beträgt, liegt in nur ~1% der Termine die Windgeschwindigkeit in der Klasse 10-11m/s.

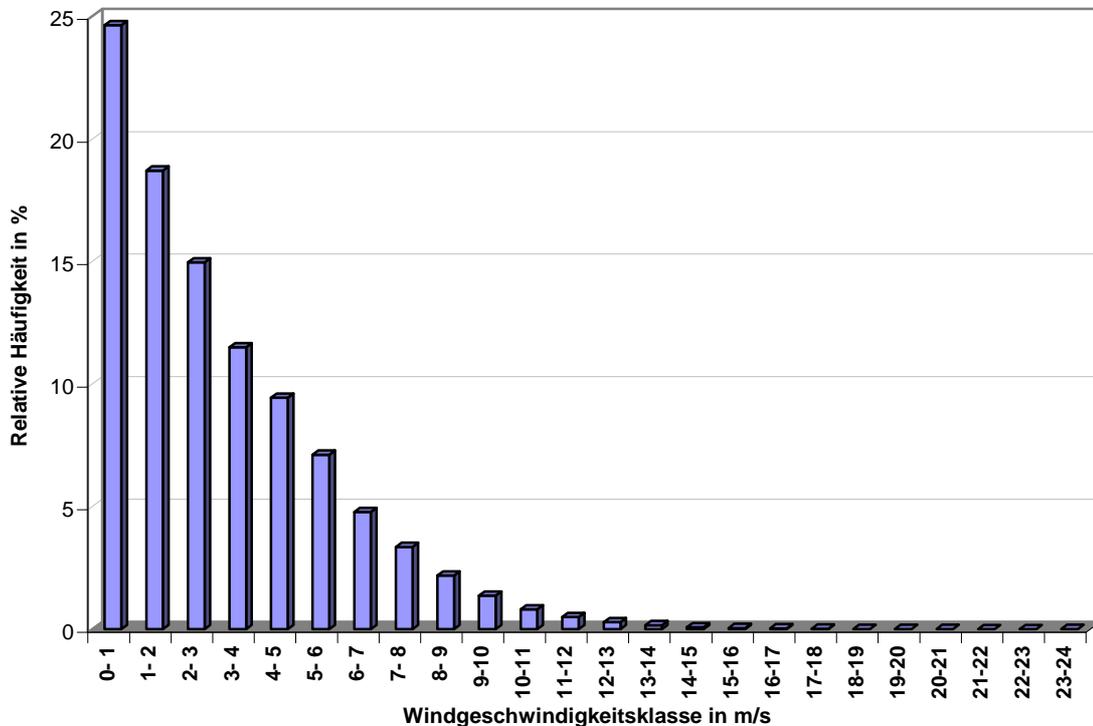


Abbildung 4.26: Relative Häufigkeit der Windgeschwindigkeit für den Gitterpunkt 97/67 am 10 km-Gitter (Wien Kagran, 16.46 E, 48.24 N) im Zeitraum 1980-2001

Die folgenden Beispiele von GP-Auswertungen zeigen zwei Fälle tagesperiodischer Windrichtungs-Änderungen (Abbildung 4.27 und 4.28). Die Abbildung 4.27 zeigt die relative Windrichtungshäufigkeit für einen Gitterpunkt an der Küste Südfrankreichs. Man erkennt dabei die Windrichtungsverteilung einer typischen Land-Seewind-Zirkulation, da der Wind während der Nachtstunden (21, 00, 03 und 06 UTC) vorwiegend aus nördlichen Richtungen (Landwind) und am Nachmittag (12 und 15 UTC) aus süd- südwestlichen Richtungen (Seewind) kommt. Dass die Häufigkeit der nördlichen Winde überwiegt, kann mit dem in diesem Gebiet oft vorkommenden Mistral erklärt werden.

Die Abbildung 4.28 zeigt die tagesperiodischen Windrichtungsänderungen an einem Gitterpunkt in einem nach Nordosten ausgerichteten flachen Seitental des Rhone-Tals südwestlich der Westalpen. Hier scheint der Mistral und die kanalisierende Wirkung des Rhone-Tals großen Einfluss auf die Verteilung der Windrichtungshäufigkeiten zu haben. Man erkennt aber auch den Einfluss der nordöstlich liegenden Ausläufer der Westalpen, der sich als nächtlicher (21, 00, 03 und 06 UTC) Bergwind zeigt.

Sämtliche Gitterpunkts-Auswertungen sind jedoch vorsichtig zu interpretieren, da in den VERAfem-Windanalysen kein Windfingerprint verwendet wird, und deshalb die Einflüsse der Orographie nahezu unberücksichtigt bleiben.

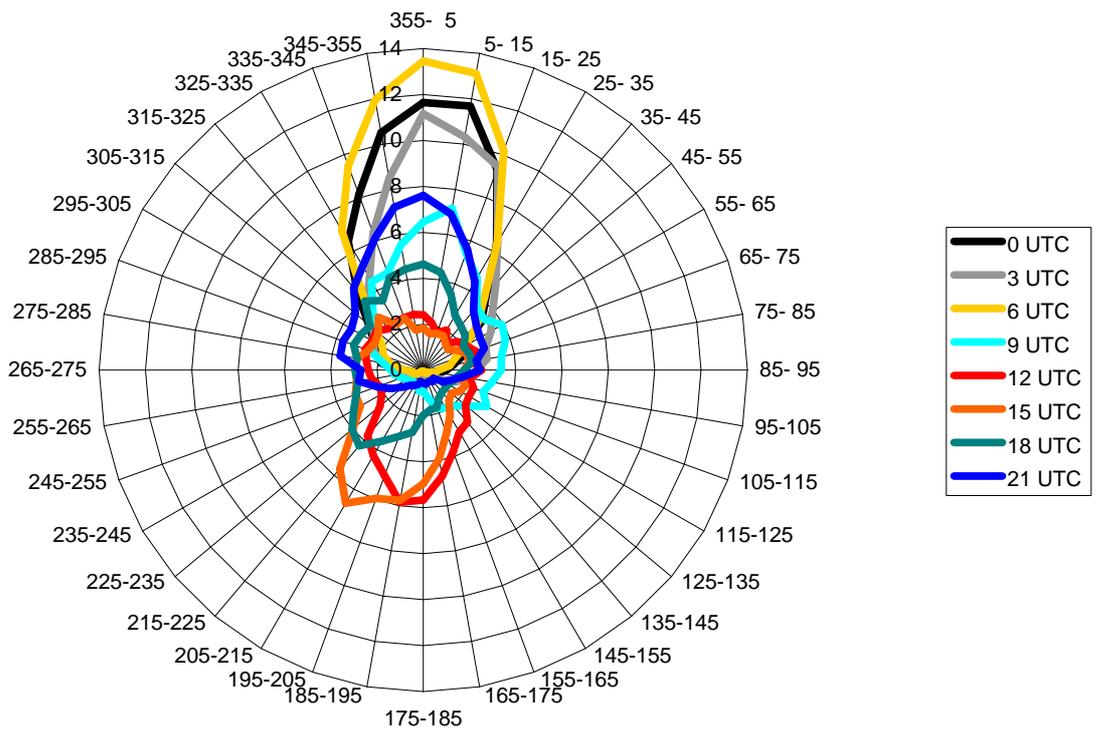


Abbildung 4.27: Relative Windrichtungshäufigkeiten (in %) für den Gitterpunkt 8/7 am 10 km-Gitter (6.48E, 43.92N) für verschiedene Tageszeiten im Zeitraum 1980-2001

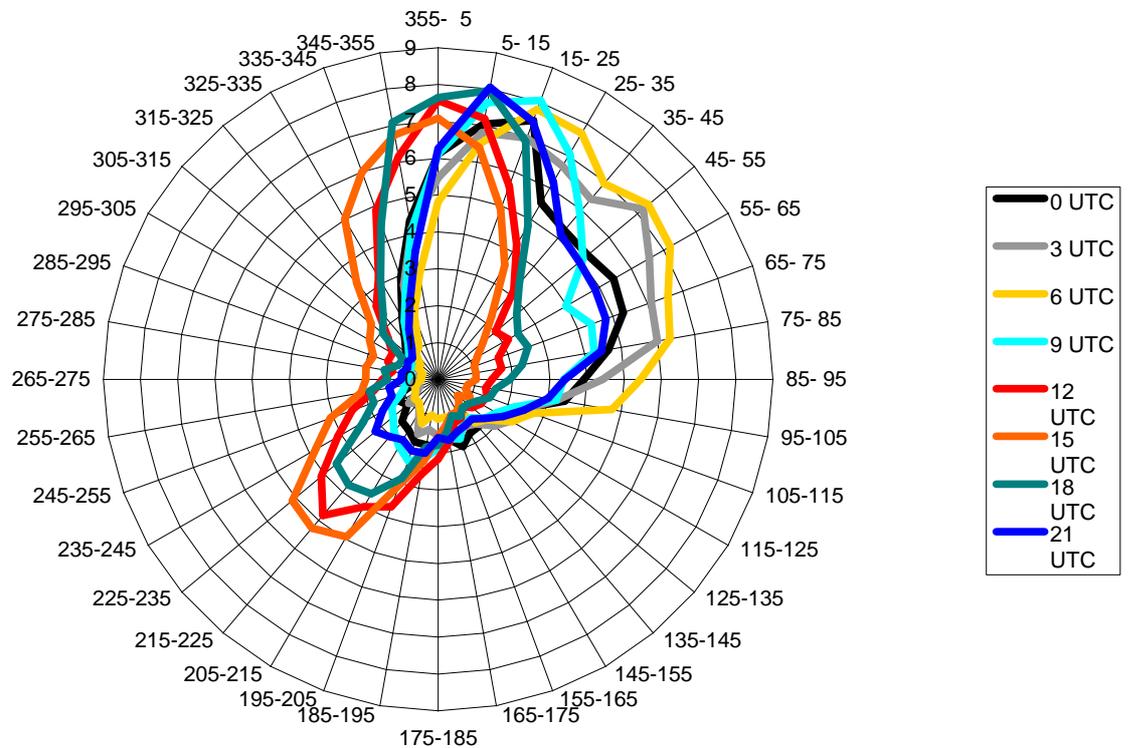


Abbildung 4.28: Relative Windrichtungshäufigkeiten (in %) für den Gitterpunkt 5/14 am 10 km-Gitter (5.69E, 45.03N) für verschiedene Tageszeiten im Zeitraum 1980-2001

## 5 Entwicklung und Implementierung eines Windfingerprints

Die bisherige Windanalyse, die in Kapitel 2.2 beschrieben und in Kapitel 4 zur synoptisch klimatologischen Auswertung der Windverhältnisse im Bereich der Alpen verwendet wurde, berücksichtigt nicht die Einflüsse der Orographie.

Im komplexen Gelände der Alpen ist ein „echtes“ Downscaling (d.h. eine Übertragung von Informationen von datenreichen in datenarme Gebiete) nur dann möglich, wenn die Einflüsse der Orographie als Zusatz-Information in die Analyse einfließt. Dies geschieht bei den Analyse-Systemen VERAfem und VERAXX für die Parameter reduzierter Druck, potentielle und äquivalentpotentielle Temperatur mit der so genannten Fingerprint-Technik (Steinacker et al., 2006; Bica und Steinacker, 2005; Ratheiser und Steinacker, 2005). Windanalysen wurden bisher nur ohne Fingerprint und damit ohne Berücksichtigung der Orographie berechnet.

Ohne Windfingerprint bleiben lokale Effekte in Tälern wie z.B. Kanalisierungseffekt oder thermisch induzierte Zirkulationen (Berg- Talwinde) unberücksichtigt. Die Aufgabe besteht nun darin, einen Windfingerprint zu entwickeln, mit dem es möglich wird, die vorher genannten Effekte zu berücksichtigen, um die Qualität von Windanalysen zu verbessern.

In den Kapiteln 5.1, 5.5 und 5.6 werden drei verschiedene Windfingerprint-Arten beschrieben:

- **der thermische Wind-FP**, der vom thermischen Druck-FP abgeleitet wird,
- **der aktuelle Wind-FP**, der von der aktuellen Druckanalyse abgeleitet wird, und
- **der Cosmo2-Wind-FP**, der das mittlere Windfeld, gebildet aus drei Cosmo2-Windanalysefeldern von gradientschwachen Strahlungslagen, darstellt.

Jeder der drei Windfingerprints hat sowohl Vor- als auch Nachteile:

- **Vorteil vom thermischen und aktuellen Wind-FP:** Beide Fingerprints sind auf die gesamte Europa-Domäne anwendbar.
- **Nachteil vom thermischen und aktuellen Wind-FP:** sehr vereinfachtes Modell
- **Weiterer Nachteil vom aktuellen Wind-FP:** Verdoppelung der Analysezeit durch zusätzliche Druckanalyse
- **Vorteile vom Cosmo2-Wind-FP:** 3D-Modell mit Berücksichtigung vieler physikalischer und meteorologischer Gesetzmäßigkeiten. Weiters können auf relativ einfache Weise unterschiedliche Windfingerprints erzeugt werden.
- **Nachteil vom Cosmo2-Wind-FP:** Dieser Fingerprint ist nur für die Cosmo2-Domäne anwendbar

### 5.1 Der thermische Windfingerprint

In der Natur ist zu beobachten, dass sich Luft in gebirgigem Gelände auf Grund des geringeren Luftvolumens während des Tages schneller erwärmt und während der Nacht auch schneller abkühlt als Luft über Ebenen (Steinacker, 1984). Dies führt besonders an gradientschwachen Strahlungstagen während des Tages zu Hitzetiefs und während der Nacht zu Kältehochs über den Bergen. Diese thermisch induzierten Druckgebilde sind auch in den Alpen gut zu beobachten (Knabl, 2004). Durch die entstehenden Druckunterschiede zwischen Gebirge und Umland kommt es innerhalb der Grenzschicht zu Ausgleichs-Strömungen, die in der Nacht als Bergwind (talabwärts gerichteter Wind) und während des Tages als Talwind (talaufwärts gerichteter Wind) registrierbar sind. Tal- und Bergwind folgen dabei dem Druckgefälle und es ist auf Grund der hohen Bodenreibung ein nahezu antitriptischer Wind zu beobachten. Die Isobaren innerhalb der Täler stehen dabei nahezu senkrecht zu den Talachsen.

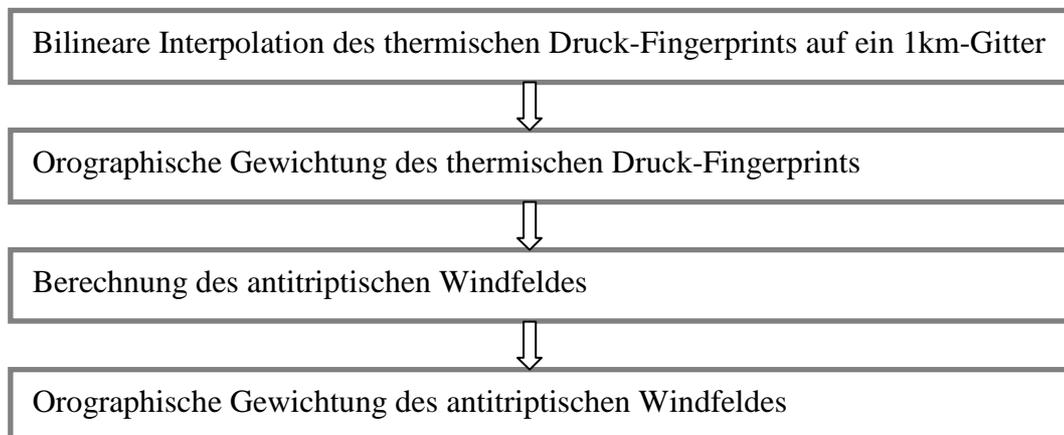
Thermisch induzierte Zirkulationen existieren in allen Scales (z.B. Hadley-Zelle, Monsune, Alpine Pumping, Land-Seewind-, Berg-Talwind- und Hangwind-Zirkulation). Der thermische Windfingerprint soll die thermische Zirkulation nicht auf dem „alpinen Scale“, sondern auf dem „Talwind-Scale“ berücksichtigen.

Der in diesem Kapitel beschriebene Wind-Fingerprint wird vom thermischen Druck-Fingerprint abgeleitet und deshalb auch thermischer Wind-Fingerprint genannt.

Der thermische Druck-Fingerprint ist als Ausgangsfeld für die Berechnung des thermischen Windfingerprints gut geeignet, da er ein idealisiertes Druckfeld (mit einem Kältehoch über den Alpen) an einem gradientschwachen Strahlungstag (oder einer Strahlungsnacht) und damit die thermisch induzierte Zirkulation auslösende Druckverteilung darstellt. Er wird in Kapitel 5.1.1 genauer beschrieben.

### **Methode bzw. Verfahren zur Erzeugung des thermischen Wind-Fingerprints:**

1. Erhöhung der Auflösung des thermischen Druck-Fingerprints durch bilineare Interpolation (Erhöhung der Gitterdistanz von 2 km auf 1 km).
2. Orographische Gewichtung des thermischen Druck-Fingerprints. Dadurch sollen die Isobaren quer zu den Talachsen gestellt werden.
3. Berechnung des antitriptischen Windfeldes aus dem orographisch gewichteten thermischen Druck-Fingerprint-Feld.
4. Orographische Gewichtung des entstandenen antitriptischen Windfeldes. Dabei werden die Windgeschwindigkeiten in den Tälern verstärkt, um den Kanalisierungseffekt in den Tälern zu simulieren.



*Abbildung 5.1: Flussdiagramm für die Erzeugung des thermischen Wind-Fingerprints.*

### **5.1.1 Der thermische Druck-Fingerprint**

Der thermische Druck-Fingerprint ist das Muster einer idealisierten Druckverteilung, wie es in einer gradientschwachen Strahlungsnacht (oder bei Änderung des Vorzeichens an einem gradientschwachen Strahlungstag) vorkommt. Das Feld des thermischen Druck-Fingerprints wird in den Analysesystemen VERAfem und VERAxx dazu verwendet, die Analyse-Qualität von Druckanalysen mit Hilfe der Fingerprint-Technik zu verbessern.

Wird das „Muster“ des thermischen Druck-Fingerprints in den Druckdaten erkannt, so wird die Zusatz-Information des Druck-Fingerprint-Feldes in datenärmere Gebiete übertragen, indem das Fingerprint-Muster (je nach Übereinstimmung mit dem Muster der Druckdaten) dem Analysefeld „aufgeprägt“ wird.

Der thermische Druck-Fingerprint wurde aus den unterschiedlichen Luftvolumina (innerhalb komplex strukturierten Geländes) berechnet, die bei gleicher Einstrahlung zu einer unterschiedlich starken Erwärmung der Luft und damit zu unterschiedlichen Druckverhältnissen führen. Mehr Informationen zur Berechnung und Verwendung des thermischen Druck-Fingerprints findet man in Steinacker et al. (2006), Bica und Steinacker (2005), Ratheiser und Steinacker (2005).

Die Abbildung 5.2 zeigt den thermischen Druck-Fingerprint für die Alpen-Domäne, wie er in den Analyse-Systemen VERAfem und VERAxX verwendet wird. Das idealisierte Muster der (relativen) Druckverteilung mit dem ausgeprägten Kältehoch über den Alpen wurde bei der Annahme einer gradientschwachen Strahlungsnacht berechnet. Ändert man das Vorzeichen dieses Feldes, so entspricht dies dem idealisierten Muster der (relativen) Druckverteilung eines gradientschwachen Strahlungstages mit einem ausgeprägten Hitzetief über den Alpen.

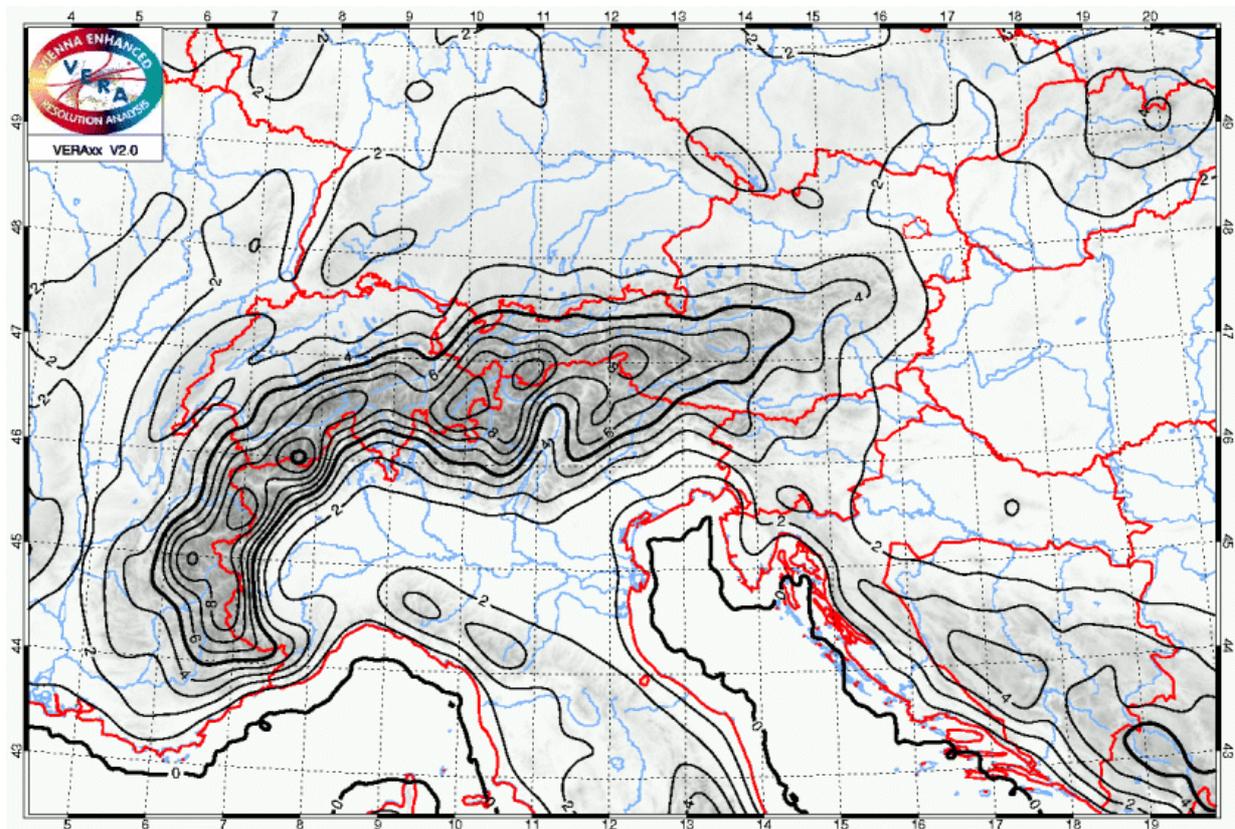


Abbildung 5.2: Thermischer Druck-Fingerprint in der Alpen-Domäne.

### 5.1.2 Orographische Gewichtung des thermischen Druck-Fingerprints

Nach der bilinearen Interpolation des thermischen Druck-Fingerprints vom 2km-Gitter auf ein 1km-Gitter ist der nächste Arbeitsschritt zur Erzeugung des thermischen Windfingerprints die orographische Gewichtung des thermischen Druck-Fingerprints. Dabei sollen die Isobaren innerhalb der Täler möglichst normal zu den Talachsen ausgerichtet werden. Dies erfolgt durch ein numerisches Verfahren in der Weise, dass für jeden Gitterpunkt eine Subdomäne gebildet wird, in der zuerst die kleinste und größte Höhe der Orographie ermittelt wird (Die Orographie steht ebenfalls auf einem 1km-Gitter zur Verfügung).

Innerhalb jeder Subdomäne wird jeder Gitterpunktwert des thermischen Druck-Fingerprints umso höher gewichtet, je tiefer der Gitterpunkt liegt. Der Wert des orographisch gewichteten thermischen Druck-Fingerprints am aktuellen Gitterpunkt ist dann der Mittelwert aller gewichteten Werte innerhalb der Subdomäne.

Die orographische Gewichtung erfolgt durch die Beziehung:

$$thFP_{og}(i, j) = \frac{1}{\sum Gew} \sum_{k=-eb}^{eb} \sum_{l=-eb}^{eb} thFP(i+k, j+l) \left( \frac{\max Oro(eb) - HöheGP(i+k, j+l)}{\max Oro(eb) - \min Oro(eb)} \right)^{Exp}$$

Glg. 5.1

mit:

- eb .....Einflussbereich (Größe der Subdomäne), Anzahl der GP innerhalb der Subdomäne= $(2eb+1)^2$
- maxOro(eb)... Maximale Höhe innerhalb der Subdomäne (in m)
- minOro(eb)... Minimale Höhe innerhalb der Subdomäne (in m)
- Gew ..... Gewichtungsfaktor
- HöheGP.....Höhe des Gitterpunkts (in m)
- thFP.....thermischer Druck-Fingerprint
- thFP<sub>og</sub>.....orographisch gewichteter thermischer Druck-Fingerprint
- Exp.....Exponent
- i,j.....Indizes für die Gitterpunkte der gesamten Domäne
- k,l.....Indizes für die Gitterpunkte innerhalb der Subdomäne

Die Abbildungen 5.3 und 5.4 zeigen den thermischen Druck-Fingerprint in der Inntal-Domäne vor und nach der orographischen Gewichtung. Die Inntal-Domäne wurde deshalb gewählt, da das Inntal ein markantes Tal ist, und die orographische Gewichtung bei einer Gitterdistanz von 1km gut demonstriert werden kann.

Bei der orographischen Gewichtung des thermischen Druck-Fingerprints (nach Gleichung 5.1 und im Fortran-Programm) gibt es drei Einstellungsmöglichkeiten, die unterschiedlichen Einfluss auf das Ergebnis haben:

- **Der Einflussbereich eb:** Je größer der Einflussbereich eb (Größe der Subdomäne um die Gitterpunkte) in der Gleichung 5.1 gewählt wird, desto breiter wird der Bereich der quer zu den Tälern liegenden Isobaren. Beste Einstellung (empirisch ermittelt): eb=6 (Subdomänengröße 13x13 GP oder 12x12 km).
- **Der Exponent Exp der Gewichtung:** Je größer der Exponent Exp in der Gleichung 5.1 ist, desto mehr werden die Isobaren gedreht. Bei großen Exponenten entsteht der Nachteil, dass das Druckfeld zu „unruhig“ wird. Beste Einstellung (empirisch): Exp=3.
- **Die Bedingung des minimalen Höhenunterschieds innerhalb der Subdomäne:** Die orographische Gewichtung wird nur dann durchgeführt, wenn innerhalb der Subdomäne der Unterschied zwischen maximaler und minimaler Höhe mindestens 500 m beträgt. Das heißt, die orographische Gewichtung erfolgt nur inneralpin. Begründung: Im Flachland würde das Feld durch die geringen Höhenunterschiede sehr unruhig werden.

Wie in Abbildung 5.4 zu sehen ist, werden die Isobaren innerhalb der Täler nahezu im rechten Winkel zu den Talachsen ausgerichtet. Probleme ergeben sich nur dann, wenn die Isobaren vor der orographischen Gewichtung parallel zu einem Tal stehen. Dies ist zum Beispiel im Inntal westlich von Innsbruck der Fall, wodurch die Isobaren durch die orographische Gewichtung teilweise gegen und teilweise im Urzeigersinn gedreht werden. An manchen Stellen ergeben sich durch die orographische Gewichtung auch ungewollt große Druck-Gradienten. Trotz dieser numerischen Probleme kann aus dem Feld des orographisch gewichteten Druck-Fingerprints ein Feld des antitriptischen Windes berechnet werden.

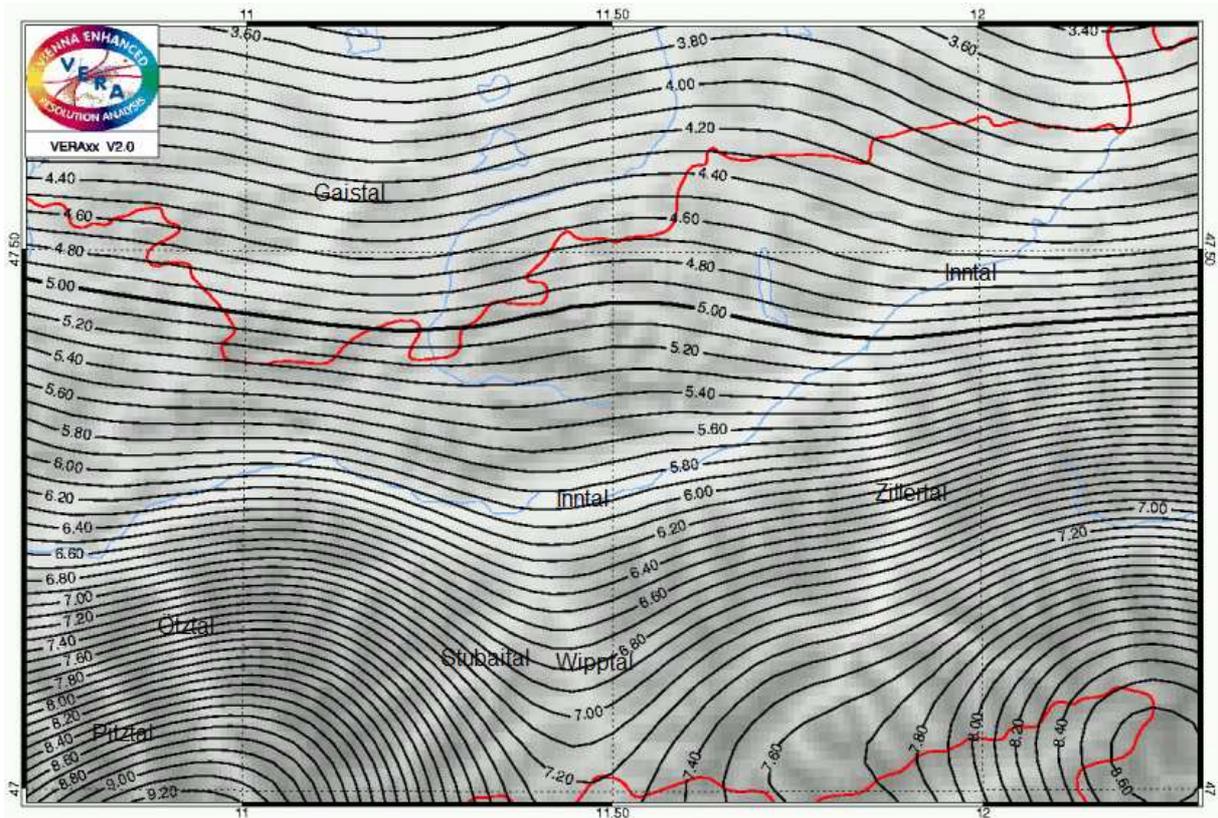


Abbildung 5.3: Thermischer Druck-Fingerprint in der Inntal-Domäne bei einer Gitterdistanz von 1km. Der Isobaren-Abstand beträgt 0,1 hPa. Die roten Linien sind Landesgrenzen.

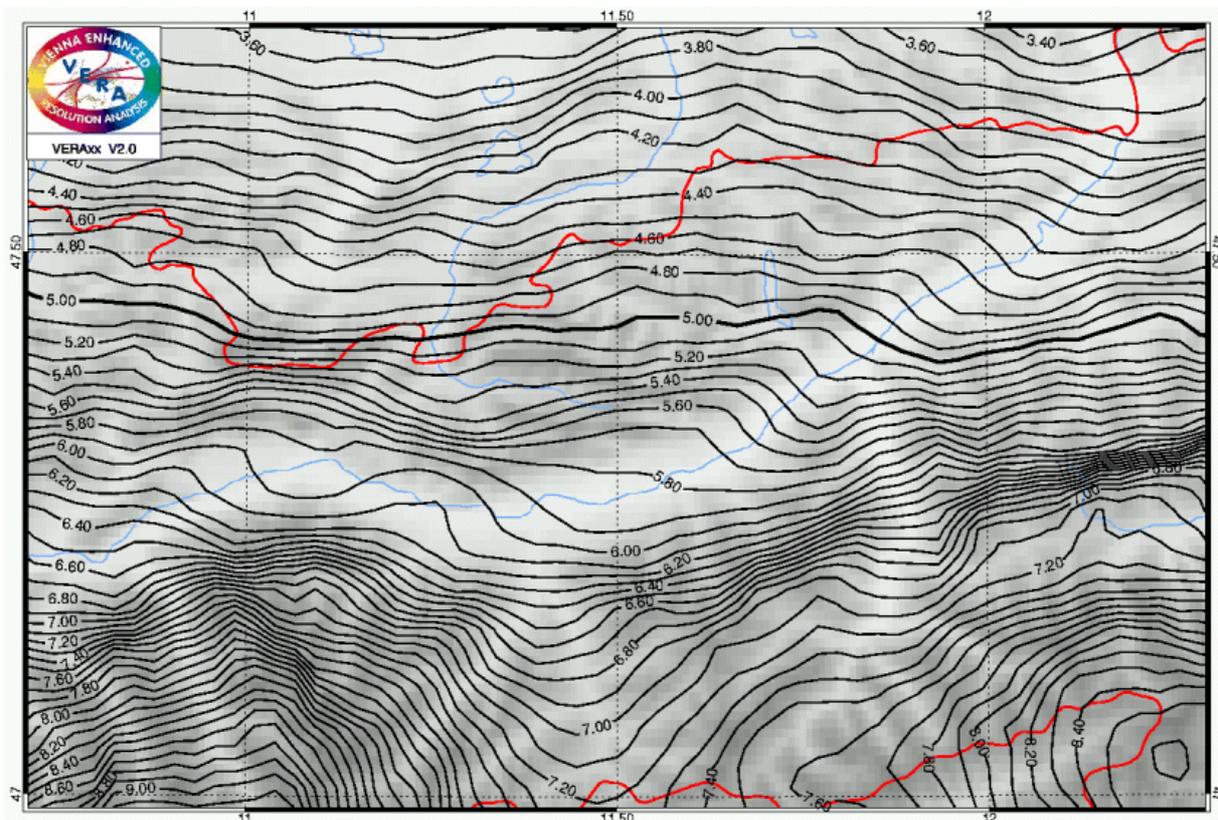


Abbildung 5.4: Orographisch gewichteter thermischer Druck-Fingerprint in der Inntal-Domäne bei einer Gitterdistanz von 1km. Der Isobaren-Abstand beträgt 0,1 hPa.

### 5.1.3 Berechnung des antitriptischen Windfeldes

Im gebirgigen Gelände, wo die Reibung groß ist, und bei thermisch induzierten Zirkulationen wie der Berg- Talwind-Zirkulation kann der antitriptische Wind beobachtet werden.

Der antitriptische Wind ist jener Wind, der sich bei einem Gleichgewicht zwischen Druckgradientkraft und Reibungskraft einstellt. Die Corioliskraft ist dabei vernachlässigbar.

Es gilt:

$$\boxed{\nabla p = R} \quad \text{Glg. 5.2}$$

Die Reibung ist direkt proportional zur Windgeschwindigkeit. Da die Reibung in unserem Fall aber unbekannt ist, erfolgt die Berechnung von Richtung und Stärke des antitriptischen Windes allein aus dem horizontalen Druckgradienten.

Die numerische Lösung lautet:

$$\boxed{\begin{aligned} u(i, j) &= \frac{\Delta p}{\Delta x} \Big|_{i,j} = \frac{p(i+1, j) - p(i-1, j)}{2\Delta x} \\ v(i, j) &= \frac{\Delta p}{\Delta y} \Big|_{i,j} = \frac{p(i, j+1) - p(i, j-1)}{2\Delta y} \end{aligned}} \quad \text{Glg. 5.3}$$

mit:

- $u(i, j)$  und  $v(i, j)$  .....Horizontalkomponenten des Windvektors am Gitterpunkt mit den Indizes  $i$  und  $j$ .
- $\frac{\Delta p}{\Delta x} \Big|_{i,j}$  und  $\frac{\Delta p}{\Delta y} \Big|_{i,j}$  .....Druckgradienten des orographisch gewichteten thermischen Druck-Fingerprints in x- und y-Richtung am Gitterpunkt mit den Indizes  $i$  und  $j$ .
- $\Delta x$ ,  $\Delta y$  .....Gitterpunkts-Abstände in x- und y-Richtung.

Nachdem die Reibung in der Gleichung 5.3 nicht berücksichtigt wird, sind die Absolutwerte des antitriptischen Windes zwar nicht korrekt, für die folgende Methode ist jedoch nur das „Muster“ (d.h. die relativen Änderungen) des antitriptischen Windes relevant.

Die Abbildung 5.5 zeigt das Windfeld des antitriptischen Windes (in der Inntal-Domäne), das durch die orographische Gewichtung des thermischen Druck-Fingerprints berechnet wurde. In dieser Abbildung ist kein Referenz-Windvektor mit Angabe der Windgeschwindigkeit eingezeichnet, da hier nur das „Muster“ der Windverteilung relevant ist.

Wie in der Abbildung 5.5 zu sehen ist, sind die Windpfeile des antitriptischen Windes nach dem horizontalen Druckgradient ausgerichtet, wodurch besonders innerhalb der Täler der Wind Tal-parallel verläuft.

Durch den zum Teil „unruhigen“ Verlauf der Isobaren des orographisch gewichteten thermischen Druck-Fingerprints ergeben sich sehr unterschiedlich starke Druck-Gradienten, die wiederum zu einem ungewollten Muster der Windgeschwindigkeits-Verteilung führen (Abb. 5.5). So entsteht z.B. im Inntal durch den teilweise Tal-parallelen Verlauf der Isobaren des thermischen Druck-Fingerprints und durch die orographische Gewichtung eine Auffächerung der Isobaren, die zu ungewollt kleinen Werten des antitriptischen Windes in diesem Bereich führen. An anderen Stellen wiederum, besonders an den Berghängen ergeben sich starke Druck-Gradienten und damit ungewollt große Werte des antitriptischen Windes. Um die Windstärken des antitriptischen Windfeldes an realistische Bedingungen anzupassen, ist eine weitere orographische Gewichtung notwendig.

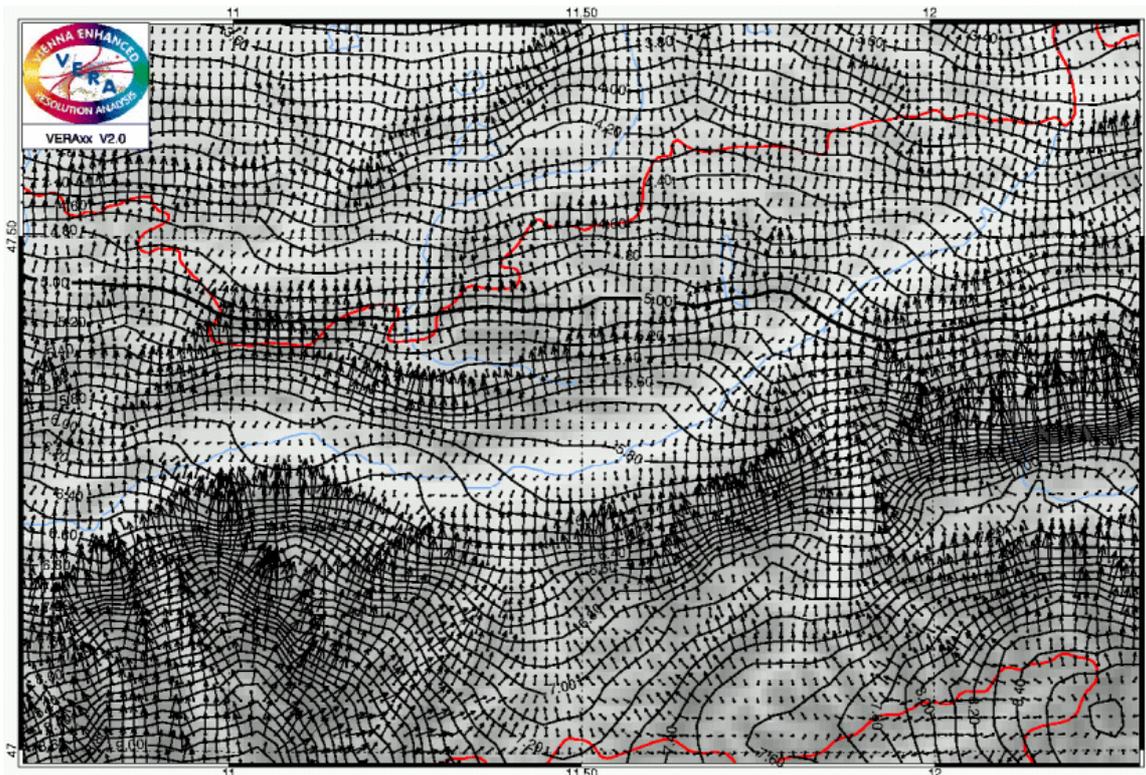


Abbildung 5.5: Schwarze Pfeile: Windpfeile des antitriptischen Windes. Es wird hier auf einen Referenz-Windpfeil mit Angabe der Windstärke verzichtet, da hier nur das „Muster“ des Windfeldes relevant ist. Schwarze Linien: Orographisch gewichteter thermischer Druck-Fingerprint in der Inntal-Domäne. Der Isobaren-Abstand beträgt 0,1 hPa.

#### 5.1.4 Orographische Gewichtung des antitriptischen Windfeldes

Um das aus dem orographisch gewichteten thermischen Druck-Fingerprint erzeugte antitriptische Windfeld dem „realen“ Muster einer Berg-Talwind-Zirkulation anzupassen, ist eine weitere orographische Gewichtung notwendig, in diesem Fall jedoch nur in Bezug auf die Windgeschwindigkeit. Ziel ist eine Verstärkung des Windes in Tälern (Modellierung des Kanalisierungs-Effektes) und Abschwächung des Windes außerhalb der Täler.

Numerische Umsetzung:

$$u_{og}(i, j) = u(i, j) \left( \frac{\max Oro(eb) - HöheGP(i, j)}{\max Oro(eb) - \min Oro(eb)} \right)^{Exp}$$

Glg. 5.4

$$v_{og}(i, j) = v(i, j) \left( \frac{\max Oro(eb) - HöheGP(i, j)}{\max Oro(eb) - \min Oro(eb)} \right)^{Exp}$$

mit:

- $u(i, j)$  und  $v(i, j)$  .....Horizontalkomponenten des antitriptischen Windes
- $u_{og}(i, j)$  und  $v_{og}(i, j)$  .....Horizontalkomponenten des orographisch gewichteten antitriptischen Windes
- eb.....Einflussbereich (Größe der Subdomänen)
- maxOro(eb).....maximale Höhe innerhalb der Subdomäne
- minOro(eb).....minimale Höhe innerhalb der Subdomäne
- HöheGP(i,j).....Höhe des Gitterpunkts mit den Gitterpunkts-Koordinaten i und j
- Exp.....Exponent des Gewichtungsfaktors

Durch die Gleichung 5.4 wird der Wind umso mehr abgeschwächt, je höher der Punkt innerhalb der Subdomäne liegt. Im Talboden wird der Wind nicht abgeschwächt. Um die allgemeine Abschwächung auszugleichen, wird der Wind mit einem Faktor multipliziert.

Das Ergebnis der orographischen Gewichtung nach den Gleichungen 5.4 ist der thermische Windfingerprint, wie er in Abbildung 5.6 (für die Inntal-Domäne) dargestellt wird. Auf einen Referenz-Windpfeil wird in der Abbildung 5.6 verzichtet, da nur das „Muster“ des Windfingerprints relevant ist.

Der thermische Windfingerprint ist sicher kein ideales Windfingerprint-Feld, das Windfeld-Muster in der Abbildung 5.6 kommt der Realität einer nächtlichen Bergwind-Strömung jedoch schon sehr nahe. Besonders die Kanalisierung innerhalb der Täler ist in der dieser Abbildung gut zu sehen.

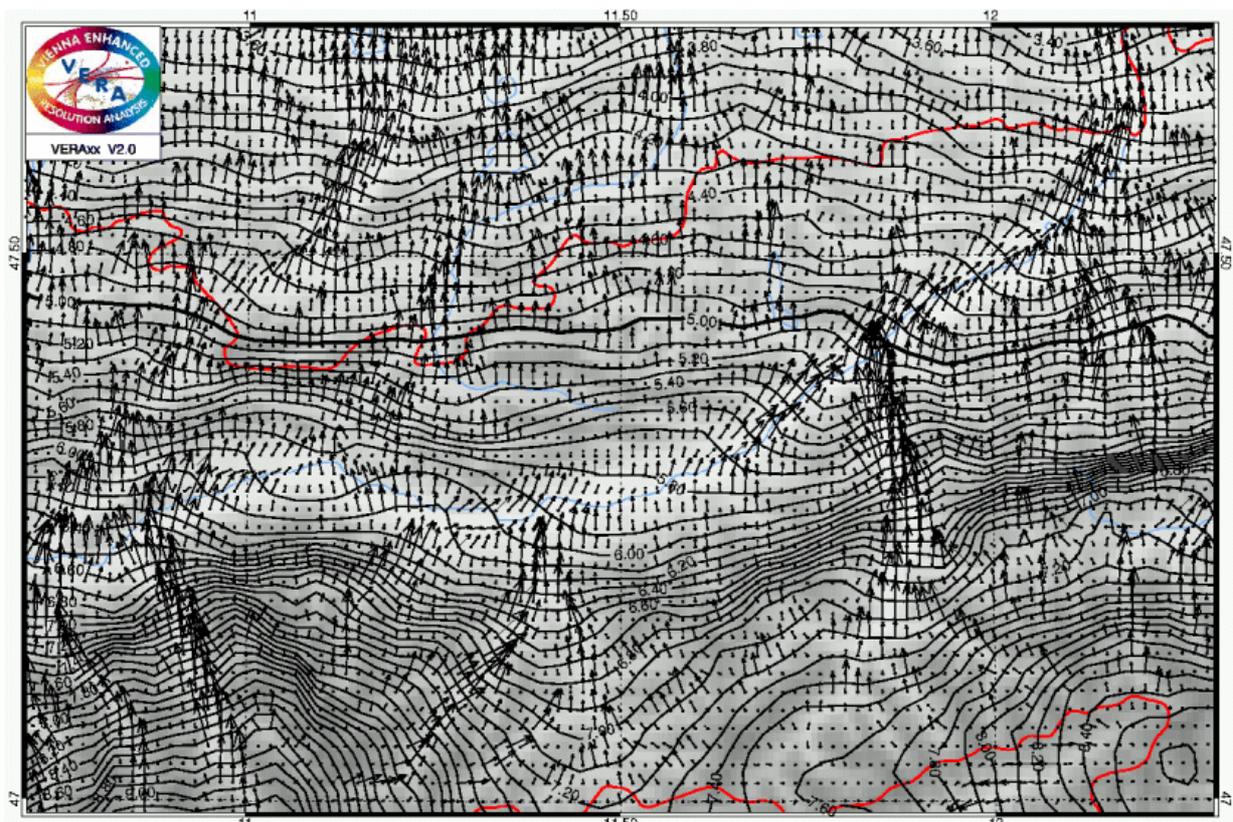


Abbildung 5.6: Thermischer Windfingerprint in der Inntal-Domäne. Schwarze Pfeile: Windfingerprint bzw. Windfeld des orographisch gewichteten antitriptischen Windes. Schwarze Linien: Orographisch gewichteter thermischer Druck-Fingerprint. Der Isobaren-Abstand beträgt 0,1 hPa.

Bei der orographischen Gewichtung des Windfeldes nach Gleichung 5.4 (und im Fortran-Programm) gibt es wieder drei Einstellungsmöglichkeiten, die Einfluss auf das Ergebnis haben:

- **Der Einflussbereich eb:** Beste Einstellung (empirisch ermittelt):  $eb=10$  (Subdomänengröße 21x21 GP oder 20x20 km).
- **Der Exponent Exp in der Gewichtung:** Beste Einstellung (empirisch):  $Exp=3$ . Bei einem zu großem Exponent wird das Windfeld zu „unruhig“.
- **Der Höhenunterschied innerhalb der Subdomäne:** Bei einer zu kleinen Differenz zwischen maximaler und minimaler Höhe innerhalb der Subdomäne (z.B. im Flachland) reagiert die orographische Gewichtung zu sensibel auf Höhenunterschiede. Die orographische Gewichtung des Windfeldes wird deshalb nur an Gitterpunkten angewandt, an denen der maximale Höhenunterschied innerhalb der Subdomäne mindestens 100m beträgt.

Ein Problem, das bei den orographischen Gewichtungen vorkommt, ist die relativ große Zahl an Einstellungen und deren Kombinations-Möglichkeiten. Zu viele Einstellungsmöglichkeiten verursachen unüberschaubare Wechselwirkungen. Einstellungen, die in der einen (z.B. inneralpinen) Domäne gute (Analyse-) Ergebnisse liefern, erwiesen sich für andere Domänen oft als nicht optimal. Die oben beschriebenen ausgewählten („optimalen“) Einstellungen und Schwellwerte wurden in vielen Experimenten ermittelt und sind ein Kompromiss bei der Erzeugung des thermischen Windfingerprints für die gesamte Alpen-Domäne.

## 5.2 Implementierung des Windfingerprints in die Wind-Analyse

Bei der VERAxX-Windanalyse werden die Windvektor-Komponenten  $u$  und  $v$  als Skalare betrachtet und voneinander unabhängig analysiert.

Im Analysesystem VERAxX können beliebige Fingerprint-Felder verwendet werden, um die Analyse-Qualität zu verbessern. Wird jedoch die Windvektor-Komponente  $u$  als skalare Größe betrachtet und mit der Windfingerprint-Komponente  $u_{FP}$  als Fingerprint-Feld analysiert bzw. die Windvektorkomponente  $v$  mit der Windfingerprint-Komponente  $v_{FP}$ , so kann es vorkommen, dass die „Muster“ der beiden Windfingerprint-Felder ( $u_{FP}$  und  $v_{FP}$ ) unterschiedlich stark in den beiden Feldern der Windvektorkomponenten ( $u$  und  $v$ ) „erkannt“ und damit ebenso unterschiedlich den beiden Analyse-Feldern ( $u$  und  $v$ ) „aufgeprägt“ werden, wodurch das analysierte Windfeld in Richtung und Stärke „verfälscht“ werden würde. Um dieses Problem zu vermeiden, wurde im Rahmen dieser Arbeit eine neue Methode entwickelt, mit der ein 2D-Windfingerprint-Feld mit einer 2D-Windanalyse verknüpft werden kann.

Analog zur Fingerprint-Technik (Steinacker et al., 2006; Bica und Steinacker, 2005; Ratheiser und Steinacker, 2005), bei der die zu analysierende meteorologische Größe in einen vom idealisierten Fingerprint erklärten und unerklärten Anteil zerlegt wird, wird hier auch der Stationswind in einen vom Windfingerprint erklärten und unerklärten Anteil aufgespalten.

Die Windanalyse mit Windfingerprint erfolgt in drei Schritten:

**Schritt 1 (preprocessing):** Aufteilung der Stations-Windvektoren in einen vom Fingerprint-Vektor erklärten und unerklärten Anteil:

Die Abbildung 5.7 zeigt die Aufspaltung des Stationswind-Vektors in einen auf den Windfingerprint-Vektor bezogenen Normal-Vektor und einen Parallel-Vektor. Der Normal-Vektor entspricht dabei dem vom Windfingerprint-Vektor unerklärten Anteil des Stationswind-Vektors, und der Parallel-Vektor entspricht dem vom Windfingerprint-Vektor erklärten Anteil des Stationswind-Vektors.

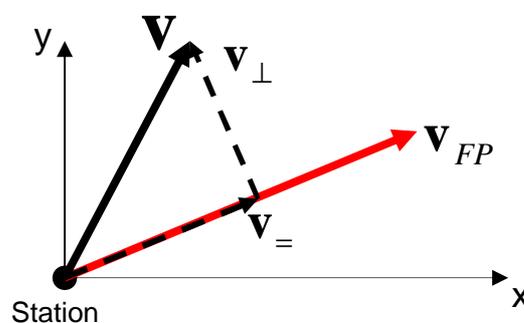


Abbildung 5.7: Aufteilung eines Stationswind-Vektors  $\mathbf{V}$  in einen auf den Windfingerprint-Vektor  $\mathbf{V}_{FP}$  bezogenen Normal-Vektor  $\mathbf{V}_{\perp}$  und einen Parallel-Vektor  $\mathbf{V}_{=}$ .

Das heißt:  $\boxed{\mathbf{v} = \tilde{\mathbf{v}} + \mathbf{v}'}$  Glg. 5.5

oder:  $\boxed{\mathbf{v} = \mathbf{v}_\perp + \mathbf{v}_=}$  Glg. 5.6

oder:  $\boxed{\mathbf{v} = \mathbf{v}_\perp + c\mathbf{v}_{FP}}$  Glg. 5.7

mit:

- $\mathbf{v}$  .....Stationswind-Vektor
- $\tilde{\mathbf{v}}$  .....vom Windfingerprint unerklärter Anteil des Stationswind-Vektors
- $\mathbf{v}'$  .....vom Windfingerprint erklärter Anteil des Stationswind-Vektors
- $c$  .....Faktor
- $\mathbf{v}_{FP}$  ....Windfingerprint-Vektor (an der Station)
- $\mathbf{v}_\perp$  .....Normal-Anteil des Stationsvektors bezüglich des Windfingerprint-Vektors
- $\mathbf{v}_=$  .....Parallel-Anteil des Stationsvektors bezüglich des Windfingerprint-Vektors

Alle Vektoren in den Gleichungen 5.5 bis 5.7 sind zweidimensionale horizontal gerichtete Vektoren und haben entsprechend dem kartesischen Koordinatensystem zwei Komponenten. Die Gleichungen 5.5 bis 5.7 können somit auch so geschrieben werden:

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tilde{u} \\ \tilde{v} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} \quad \text{Glg. 5.8}$$

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_\perp \\ v_\perp \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u_= \\ v_= \end{pmatrix} \quad \text{Glg. 5.9}$$

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_\perp \\ v_\perp \end{pmatrix} + c \begin{pmatrix} u_{FP} \\ v_{FP} \end{pmatrix} \quad \text{Glg. 5.10}$$

mit:

- $u$  und  $v$  .....Komponenten des Stations-Windvektors  $\mathbf{v}$
- $u_\perp$  und  $v_\perp$  .....Komponenten des Normal-Vektors  $\mathbf{v}_\perp$
- $u_=$  und  $v_=$  .....Komponenten des Parallel-Vektors  $\mathbf{v}_=$
- $u_{FP}$  und  $v_{FP}$  ...Komponenten des Windfingerprint-Vektors  $\mathbf{v}_{FP}$

Der Parallel-Anteil des Stationswind-Vektors bezüglich des Windfingerprint-Vektors ergibt sich aus einer skalaren Multiplikation beider Vektoren:

$$\boxed{\mathbf{v}_= = \frac{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}_{FP}}{|\mathbf{v}_{FP}|^2} \mathbf{v}_{FP}}$$
 mit den Komponenten  $\boxed{u_= = \frac{u_{FP}^2 u + u_{FP} v_{FP} v}{u_{FP}^2 + v_{FP}^2}}$  und  $\boxed{v_= = \frac{u_{FP} v_{FP} u + v_{FP}^2 v}{u_{FP}^2 + v_{FP}^2}}$  Glg. 5.11

Der Normal-Anteil des Stationswind-Vektors bezüglich des Windfingerprint-Vektors ist dann:

$$\boxed{\mathbf{v}_\perp = \mathbf{v} - \mathbf{v}_= = \mathbf{v} - \frac{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}_{FP}}{|\mathbf{v}_{FP}|^2} \mathbf{v}_{FP}}$$
 mit  $\boxed{u_\perp = u - \frac{u_{FP}^2 u + u_{FP} v_{FP} v}{u_{FP}^2 + v_{FP}^2}}$  und  $\boxed{v_\perp = v - \frac{u_{FP} v_{FP} u + v_{FP}^2 v}{u_{FP}^2 + v_{FP}^2}}$  Glg. 5.12

Der Faktor  $c$  ergibt sich aus dem Verhältnis von Parallel-Vektor  $\mathbf{v}_=$  zu Windfingerprint-Vektor  $\mathbf{v}_{FP}$ , genau genommen aus dem Verhältnis der entsprechenden Komponenten dieser beiden Vektoren:

$$c = \frac{u_{\perp}}{u_{FP}} = \frac{v_{\perp}}{v_{FP}}$$

Glg. 5.13

**Schritt 2:** Interpolation (Analyse) der drei skalaren Größen  $c$ ,  $u_{\perp}$  und  $v_{\perp}$  mit Hilfe des Analyse- und Interpolations-Systems VERAxX. Das heißt, diese drei Größen werden von den Stationspositionen auf ein regelmäßiges Gitter interpoliert.

**Schritt 3 (postprocessing):** Berechnung von  $u$  und  $v$  am regelmäßigen VERAxX-Gitter aus den drei interpolierten Größen  $c$ ,  $u_{\perp}$ ,  $v_{\perp}$  und den beiden (vom regelmäßigen 30''-Gitter auf das regelmäßige VERAxX-Gitter bilinear interpolierten) Windfingerprint-Komponenten  $u_{FP}$  und  $v_{FP}$ :

$$u^{GP} = u_{\perp}^{GP} + c^{GP} u_{FP}^{GP}$$

Glg. 5.14

$$v^{GP} = v_{\perp}^{GP} + c^{GP} v_{FP}^{GP}$$

Glg. 5.15

Die Abbildung 5.8 zeigt die technische Umsetzung der 2D-VERAxX-Windanalyse bei Einbindung des thermischen Windfingerprints an Hand eines Flussdiagramms.

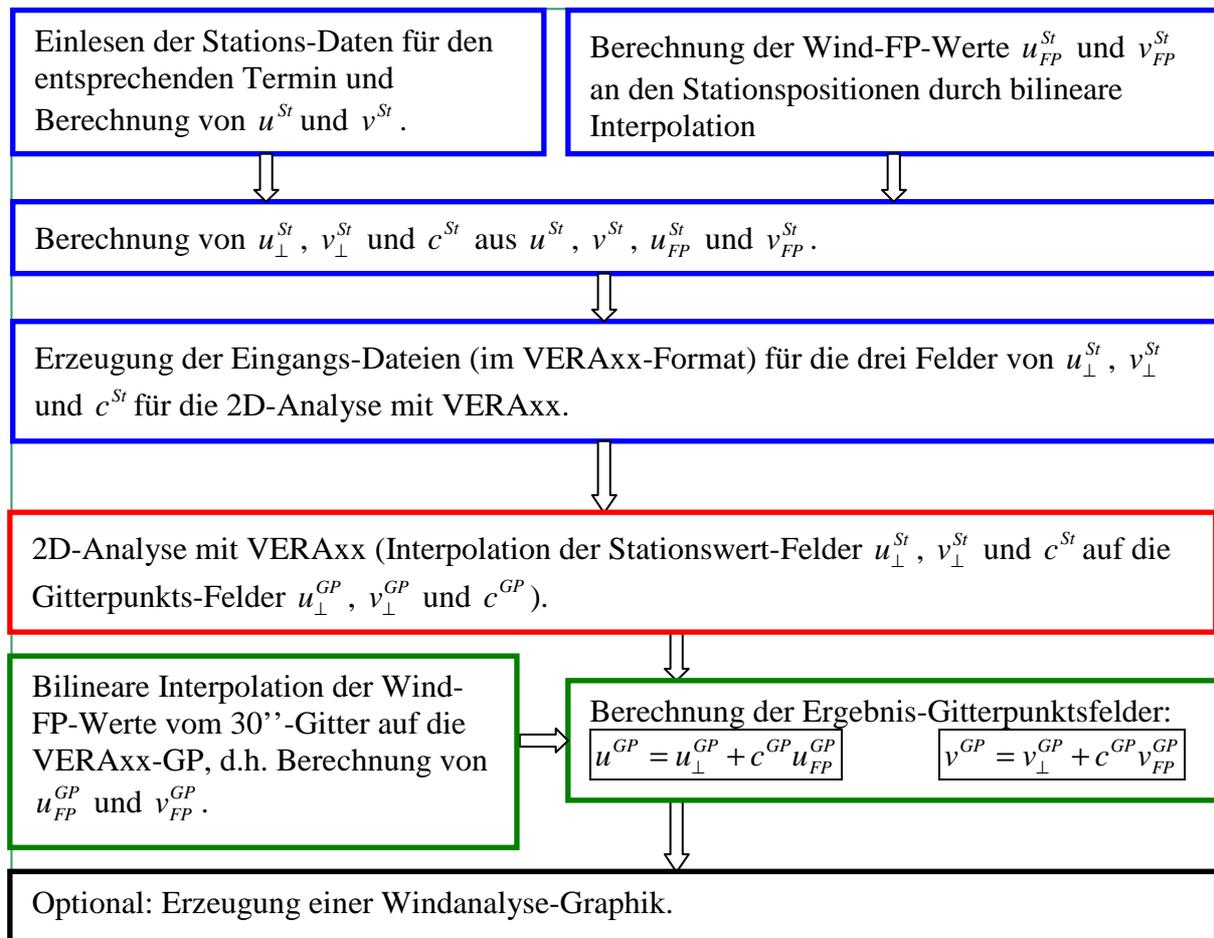


Abbildung 5.8: Flussdiagramm für die 2D-Windanalyse mit 2D-Windfingerprint. Der hier dargestellte Ablauf der Programme erfolgt durch ein Shell-Skript. Gleichfarbige Strukturblöcke gehören zum gleichen Fortran- oder IDL-Programm.

### 5.3 Beispiele für Windanalysen mit Windfingerprint in der Inntal-Domäne

Die folgenden zwei Beispiele zeigen Windanalysen sowohl ohne als auch mit Verwendung des thermischen Windfingerprints in der Inntal-Domäne.

#### 5.3.1 Windanalyse vom 1.6.1999 um 15:00 UTC:

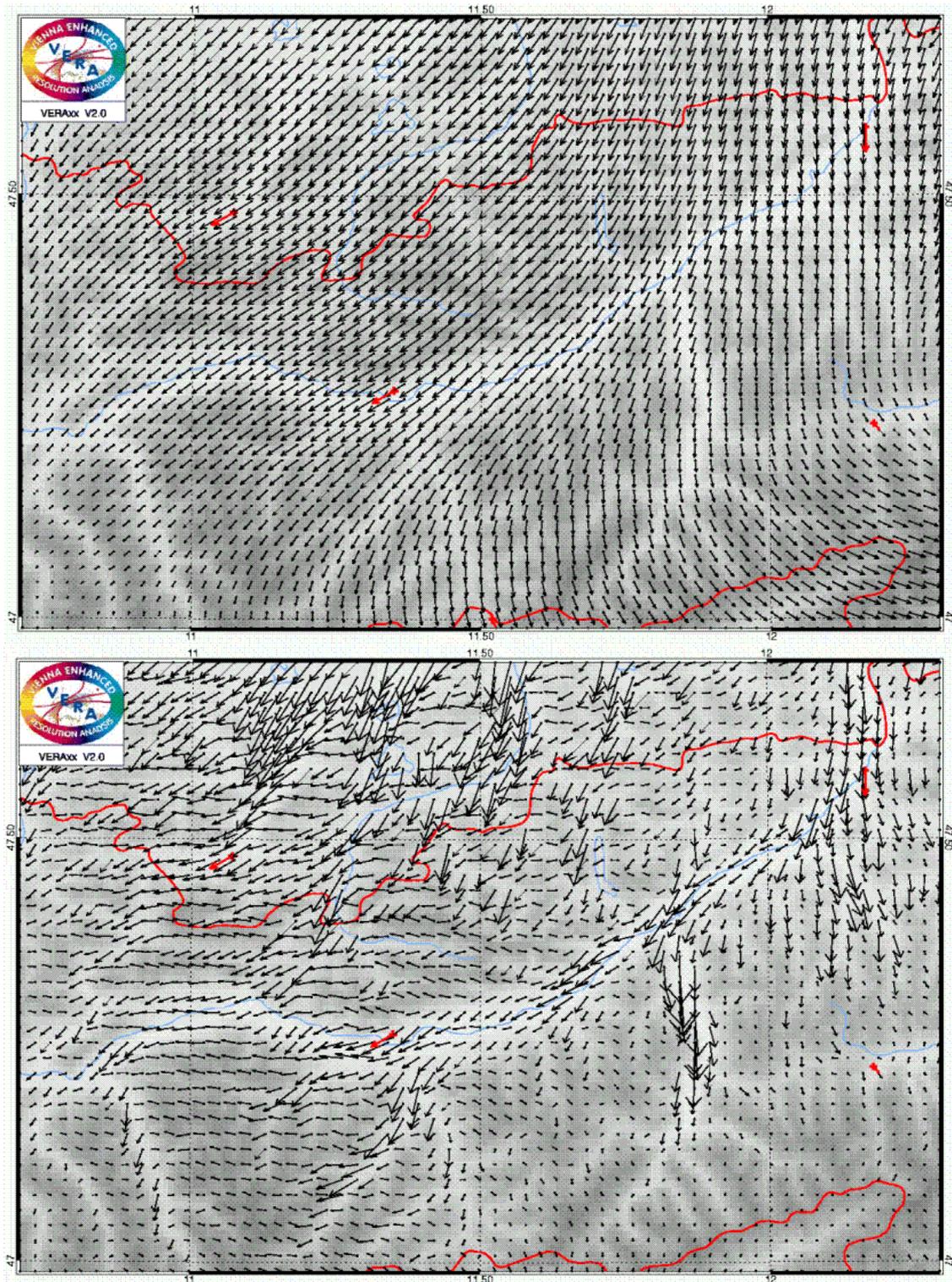


Abbildung 5.9: Windanalyse ohne Windfingerprint (oben) und mit thermischem Windfingerprint (unten) in der Inntal-Domäne vom 1.6.1999, 15:00 UTC. Schwarze Pfeile: analysiertes Windfeld. Rote Pfeile: Stationswinde. Rote Linie: österreichische Staatsgrenze. Gitterpunktsabstand: 2km.

### 5.3.2 Windanalyse vom 20.6.1999 um 12:00 UTC:

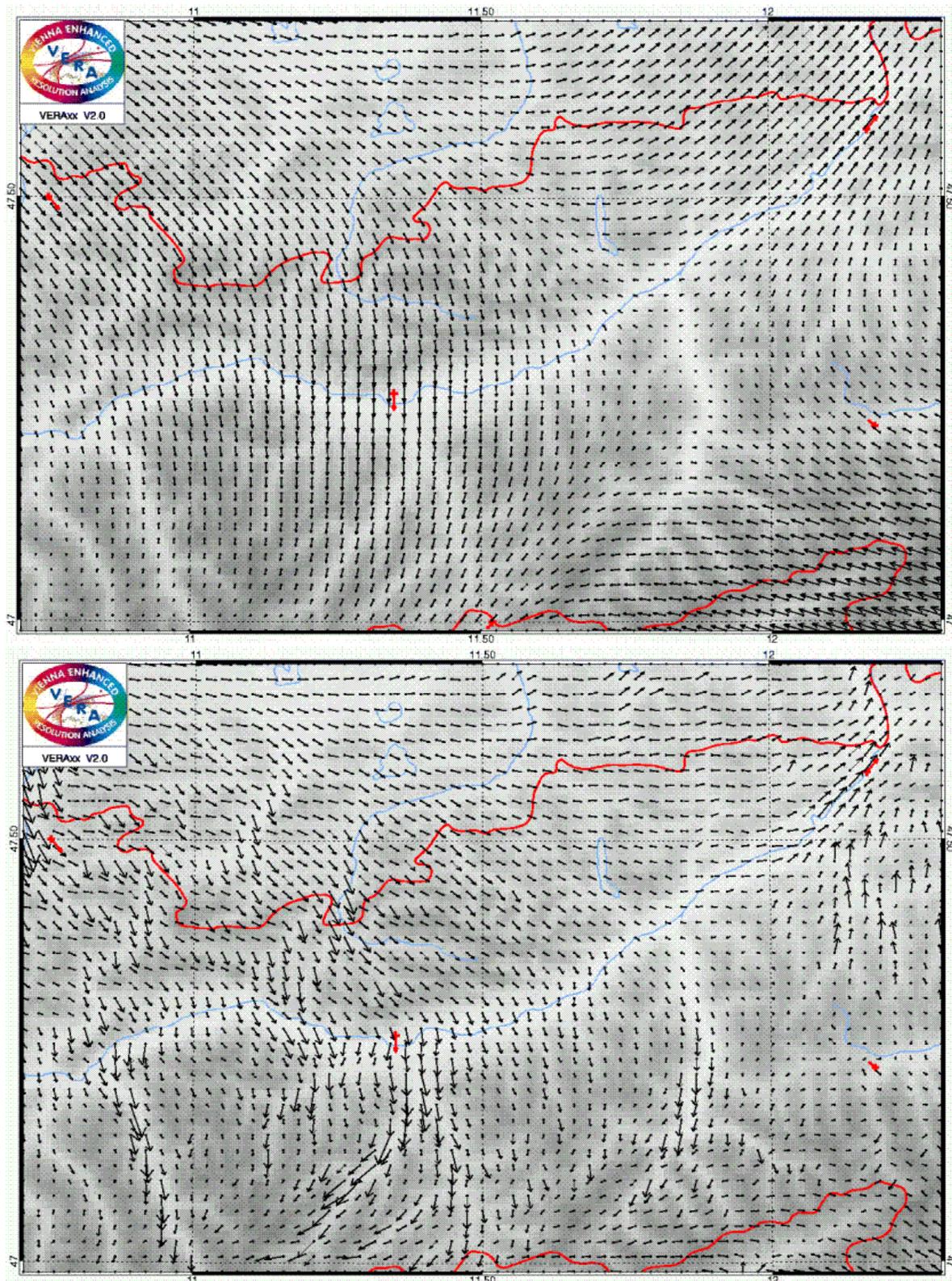


Abbildung 5.10: Windanalyse ohne Windfingerprint (oben) und mit thermischem Windfingerprint (unten) in der Inntal-Domäne vom 20.6.1999, 12:00 UTC. Schwarze Pfeile: analysiertes Windfeld. Rote Pfeile: Stationswinde. Rote Linie: österreichische Staatsgrenze. Gitterpunktsabstand: 2km.

Die Windanalyse mit thermischem Windfingerprint vom 1.6.1999 15UTC (Abb. 5.9 unten) zeigt nahezu ein Windmuster, wie man es bei der gegebenen Stationswindverteilung (insbesondere an

einem Nachmittag eines gradientschwachen Strahlungstages) auch erwarten würde. Während die Windanalyse ohne Windfingerprint eher an eine bilineare Interpolation bzw. Extrapolation der Stationswindwerte auf die Gitterpunkte erinnert, kann man in der Graphik der Windanalyse mit Windfingerprint die kanalisierende Wirkung der Täler und den Talwind im Inntal und seinen Seitentälern erkennen. Wenn die Windanalyse mit Windfingerprint auch nicht ganz der realen Windverteilung entspricht, so scheint sie doch wesentlich plausibler zu sein als das Windmuster der Windanalyse ohne Windfingerprint.

Ein weiteres Beispiel für den Unterschied der Windanalysen mit und ohne Windfingerprint zeigen die Graphiken in Abbildung 5.10. Bei diesem Termin (20.6.1999 12UTC) handelt es sich offenbar nicht um eine typische Talwind-Situation. Trotzdem ist auch hier deutlich die kanalisierende Wirkung der alpinen Täler bei der Windanalyse mit Windfingerprint erkennbar.

Ob die Windanalyse mit Windfingerprint der Realität näher kommt als die Windanalyse ohne Windfingerprint, kann nur mit Hilfe von Kreuzvalidierungen objektiv überprüft werden.

#### **5.4 Evaluierung der Analyse-Verbesserung mit Hilfe von Kreuzvalidierungen**

Die Einstellungen und Schwellwerte bei der Erzeugung und Einbindung des thermischen Windfingerprints wurden auf Basis vieler Experimente zuerst nur nach „rein optischen Gesichtspunkten“ gewählt. Das bedeutet, es wurden Windanalysen mit thermischen Windfingerprint für die Inntal-Domäne für Termine mit besonders gradientschwachen Strahlungslagen berechnet und graphisch dargestellt. Die Inntal-Domäne wurde deshalb gewählt, da es sich hier um ein markantes inneralpines Tal handelt, von dem die Berg-Talwind-Zirkulation (Berg- und Talwinde) gut bekannt ist.

Wie in den obigen beiden Beispielen in Kapitel 5.3 zu sehen ist, ist die räumliche Auflösung bei einer Gitter-Maschenweite von 2 km ausreichend gut, um Berg- bzw. Talwinde innerhalb des Inntals und dessen Seitentäler aufzulösen. Es wurden die Einstellungen und Schwellwerte so lange verändert, bis die Graphik der Windanalyse mit Windfingerprint für einen besonders geeignet scheinenden Termin eines gradientschwachen Strahlungstages das Abbild einer räumlichen Windverteilung ergab, wie man es für diese synoptische Situation und den orographischen Gegebenheiten der Inntal-Domäne erwarten würde.

Die „rein optische“ Methode zur Ermittlung der Einstellungen und Schwellwerte für die Erzeugung und Einbindung des Windfingerprints diente zuerst nur als Hilfsmittel, denn sie beruht nur auf einer rein subjektiven Beurteilung und ist kein Beweis für die tatsächliche Verbesserung der Windanalyse-Qualität in der gesamten Alpendomäne .

Um die Qualität von Windanalysen mit Windfingerprint objektiv beurteilen zu können, ist eine aussagekräftige Statistik notwendig. Zu diesem Zweck wird die Methode der Cross Validation (Kreuzvalidierung) angewendet.

##### **5.4.1 Die Methode der Cross Validation**

Die Cross Validation (oder Kreuzvalidierung) ist eine Validierungsmethode, bei der von  $n$ -Beobachtungen eine nach der anderen ausgesondert wird, wobei von den übrig bleibenden  $(n-1)$ -Beobachtungen  $n$ -Schätzungen berechnet werden. Die Statistiken der Schätzungen werden verwendet, um die Übereinstimmung der einzelnen Daten zu überprüfen (Kappas, 2001).

In dieser Arbeit wird zur Validierung der Qualität von Windanalysen mit Windfingerprint die Cross Validation auf folgende Weise angewandt:

1. Von einem (frei wählbaren) Termin werden so viele Windanalysen berechnet, wie für diesen Termin und die gewählte Domäne Stationsmeldungen existieren. Als Domäne wird ein

Bereich gewählt, der mindestens den gesamten Alpenbogen einschließt (VERAfem-Domäne oder Cosmo2-Domäne), und von dem auch genügend Stationen für eine aussagekräftige Statistik zur Verfügung stehen (Stichprobenumfang: etwa 100 Stationen. In der Inntal-Domäne stehen nur ca. 10 Stationen zur Verfügung, in der VERAfem- oder Cosmo2-Domäne je nach Termin bis zu ca. 300).

2. Bei jeder Windanalyse wird eine andere Station gewählt, die für diese Analyse nicht verwendet wird.
3. Bei jeder Windanalyse wird das Analyse-Ergebnis an der Stations-Position der nicht verwendeten Station berechnet (durch bilineare Interpolation aus den vier umgebenden Gitterpunkts-Werten der Analyse) und zusammen mit dem Stationsmesswert der nicht verwendeten Station abgespeichert.
4. Die Differenzen zwischen den gemessenen Stationsmesswerten (Stationswinden) und die an die jeweilige Stationspositionen hininterpolierten analysierten Wind-Vektoren werden über alle Windanalysen gemittelt.
5. Als Maß für die Windvektor-Differenz dient z.B. der Betrag der Vektordifferenz, die Windgeschwindigkeitsdifferenz oder der Betrag der Windrichtungsdifferenz (Kapitel 5.4.2).
6. Je kleiner die mittlere Windvektor-Differenz ist, desto höher ist die Qualität der Windanalyse, da dies bedeuten würde, dass die Windanalyse mit Windfingerprint in der Lage ist, die Windverhältnisse in der gesamten Domäne (und besonders auch in inneralpinen Tälern) so gut zu simulieren, dass die Informationen einer fehlenden Station gut durch die Analyse-Ergebnisse ersetzt werden können. Der mittlere Betrag der Vektordifferenz gibt also an, wie gut die Analyse-Ergebnisse mit den Stationsmesswerten übereinstimmen.

### 5.4.2 Verwendete Größen für den Vergleich von Stationswindvektor und analysiertem Windvektor

Folgende Größen wurden für den Vergleich von Stationswindvektor und analysiertem Windvektor verwendet:

#### 1. Mittlerer Betrag der Vektordifferenz:

$$MBdVD = \frac{1}{AnzStat} \sum_{i=1}^{AnzStat} \left( \sqrt{(u_{St} - u_A)^2 + (v_{St} - v_A)^2} \right)_i \quad \text{Glg. 5.16}$$

mit:

- MBdVD.....Mittlerer Betrag der Vektordifferenz
- AnzStat.....Anzahl der Stationen (und Windanalysen)
- $u_{St}$  und  $v_{St}$  .....Vektorkomponenten des Stationswindvektors  $\mathbf{v}_{St}$
- $u_A$  und  $v_A$  .....Vektorkomponenten des Analysewindvektors  $\mathbf{v}_A$  an der Stationsposition

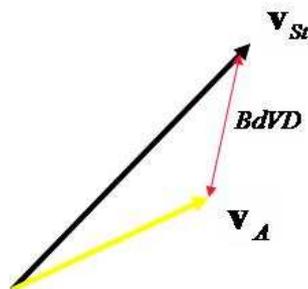


Abbildung 5.11: Betrag der Vektordifferenz ( $BdVD$ ) zwischen Stationsvektor  $\mathbf{v}_{St}$  und analysiertem Windvektor  $\mathbf{v}_A$ .

## 2. Mittlere Windgeschwindigkeitsdifferenz:

$$MGD = \frac{1}{AnzStat} \sum_{i=1}^{AnzStat} \left( \sqrt{u_{St}^2 + v_{St}^2} - \sqrt{u_A^2 + v_A^2} \right)_i \quad \text{Glg. 5.17}$$

## 3. Mittlerer Betrag der Windrichtungsdifferenz:

$$MBdRD = \frac{1}{AnzStat} \sum_{i=1}^{AnzStat} |dd_{Diff}|_i \quad \text{Glg. 5.18}$$

wobei wenn:  $dd_A - dd_{St} < 180 \Rightarrow dd_{Diff} = dd_A - dd_{St}$

und wenn:  $dd_A - dd_{St} \geq 180 \Rightarrow dd_{Diff} = dd_A - dd_{St} - 360$

mit:

- MBdRD.....Mittlerer Betrag der Richtungsdifferenz (in Grad)
- $dd_A$  .....Windrichtung der Windanalyse an der Stationsposition (in Grad)
- $dd_{St}$  .....Windrichtung an der Station (in Grad)
- $dd_{Diff}$  .....Differenz der Windrichtungen zwischen Station und Analyse (in Grad)

### 5.4.3 Flussdiagramm für die Cross Validation

Zum besseren Verständnis wird in Abbildung 5.12 das Flussdiagramm der Cross Validation für die Windanalyse mit Windfingerprint in vereinfachter Form dargestellt.

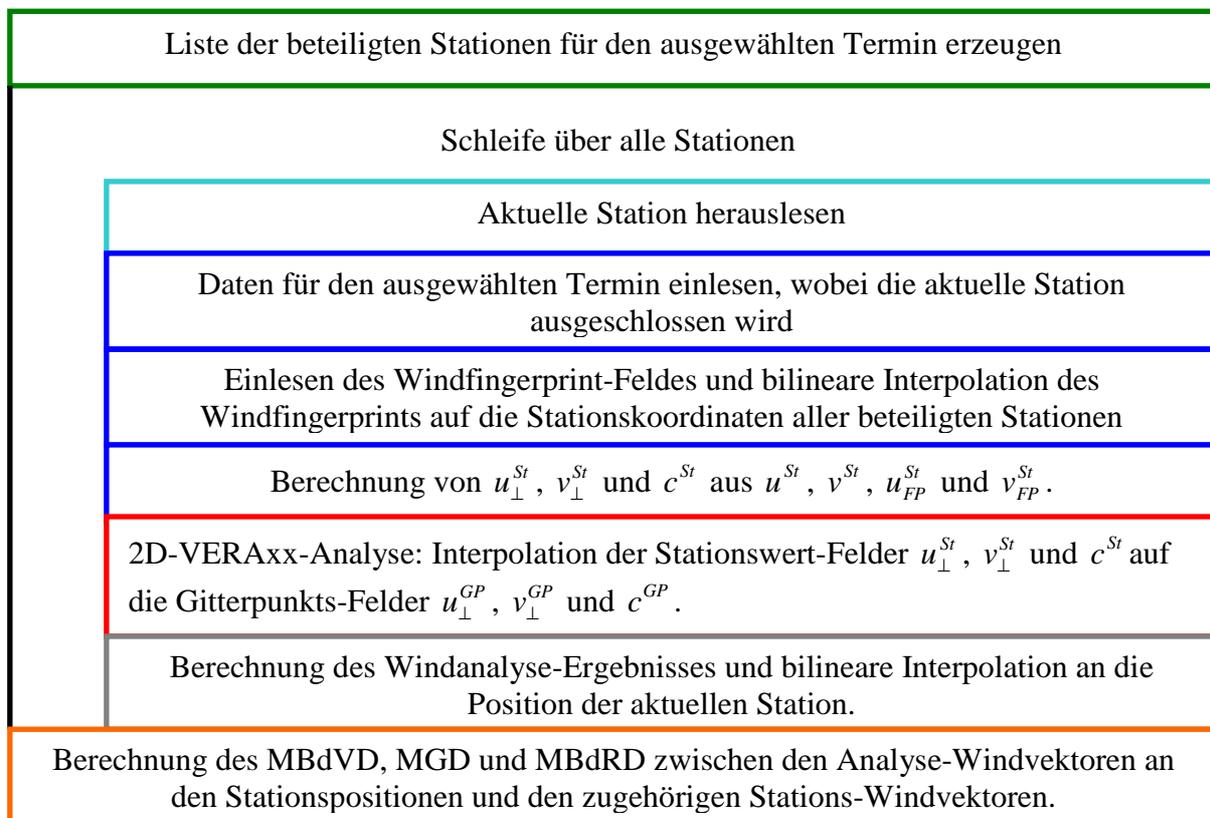


Abbildung 5.12: Flussdiagramm für die Cross Validation einer Windanalyse mit Windfingerprint. Der hier dargestellte Ablauf der Programme erfolgt durch ein Shell-Skript. Gleichfarbige Strukturblöcke gehören zum gleichen Fortran-Programm.

Um die Qualität der Windanalyse ohne Windfingerprint mit der Qualität der (drei) Windanalysen mit den drei verschiedenen Windfingerprints vergleichen zu können, wird (in Kapitel 6) die Cross Validation für Windanalysen ohne Windfingerprint, mit thermischen Windfingerprint, mit aktuellem Windfingerprint und mit Cosmo2-Windfingerprint durchgeführt (Beispiele und Ergebnisse sind in Kapitel 6 zu finden). Zum besseren Vergleich der Ergebnisse der Kreuzvalidierungen wird für alle vier oben genannten Windanalysen eine gemeinsame Domäne verwendet, nämlich die Cosmo2-Domäne (Kapitel 5.6).

#### 5.4.4 Test der Windfingerprint-Methode und der Cross Validation durch Verwendung des thermischen Windfingerprints als synthetisches Stationswindfeld

Um das Verfahren der Windfingerprint-Methode und der Cross Validation zu testen, wurde aus dem thermischen Windfingerprint ein synthetisches Stationswindfeld erzeugt, d.h. es wurde an jede Stationsposition aller bekannten Stationen innerhalb der VERAfem-Domäne der Windvektor des thermischen Windfingerprints durch bilineare Interpolation ermittelt. Die Winddaten des synthetischen Stationswindfeldes wurden dabei mit der Genauigkeit der VERACLIM-Winddaten abgespeichert (Windgeschwindigkeit in ganzen m/s, Windrichtung in 10 Grad-Schritten, Stationskoordinaten auf 0,01 Grad oder ca. 1km genau). Dann wurde das synthetische Feld eingelesen und jeweils eine Windanalyse sowohl mit als auch ohne thermischen Windfingerprint berechnet und Kreuzvalidierungen durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Kreuzvalidierungen sind in Abbildung 5.13 zu sehen.

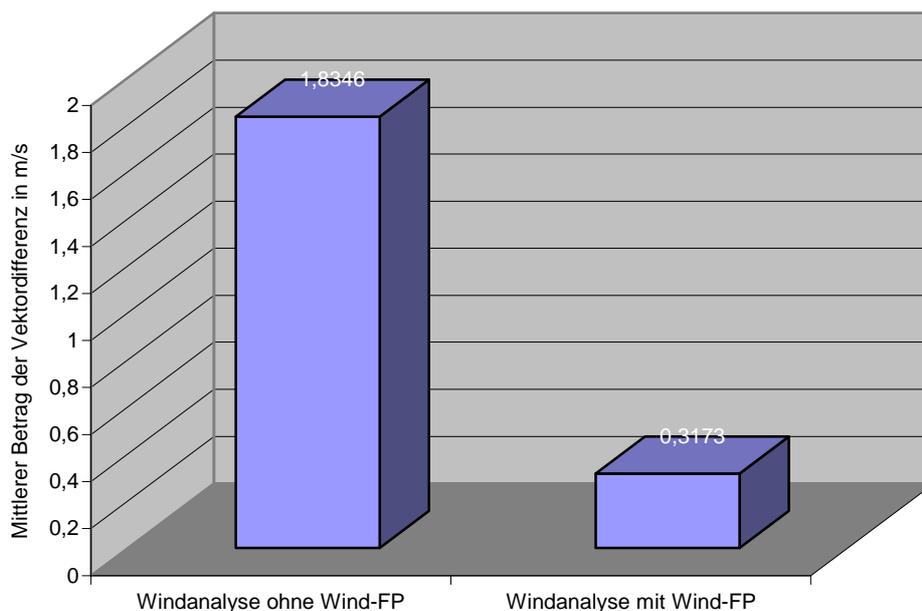


Abbildung 5.13: Vergleich der Ergebnisse der Kreuzvalidierungen der Windanalysen ohne und mit thermischen Windfingerprint, wobei der thermische Windfingerprint als synthetisches Stationswindfeld verwendet wurde. Als Qualitätsmaß für die Windanalyse wird der mittlere Betrag der Vektordifferenz (MBdVD) zwischen den Stationswindvektoren und an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Je kleiner der MBdVD ist, desto besser stimmen die analysierten Windvektoren mit den Stationswindvektoren überein. Die Winddaten des synthetischen Stationswindfeldes haben die Genauigkeit der VERACLIM-Winddaten (Windgeschwindigkeit in ganzen m/s, Windrichtung in 10 Grad-Schritten, Stationskoordinaten auf 0,01 Grad oder ca. 1km genau). Der linke Balken zeigt den MBdVD bei einer Windanalyse ohne Windfingerprint. Wird der thermische Windfingerprint verwendet (rechter Balken), verringert sich der MBdVD erheblich.

Wie man in Abbildung 5.13 erkennen kann, ist der mittlere Betrag der Vektordifferenz (MBdVD) bei einer Windanalyse mit thermischen Windfingerprint im Vergleich zu einer Windanalyse ohne thermischen Windfingerprint wesentlich geringer. Dies spricht sehr für die Qualität der Windfingerprint-Methode. Die Frage ist jedoch, weshalb der MBdVD bei der Windanalyse mit

thermischen Windfingerprint nicht Null ist, denn wenn das Windfingerprintfeld exakt mit dem synthetischen Stationswindfeld übereinstimmt, sollte im Idealfall das Muster des thermischen Windfingerprints im synthetischen Stationswindfeld vom System „erkannt“ und dementsprechend dem Analysewindfeld „aufgeprägt“ werden.

Für die Vektor-Differenzen zwischen den Stationswindvektoren und den analysierten Windvektoren (an den Stationspositionen) bei der Windanalyse mit Windfingerprint kommen folgende Ursachen in Frage:

- Interpolationsfehler bei der bilinearen Interpolation der Windfingerprintwerte an die Stationspositionen bei der Erzeugung des synthetischen Stationswindfeldes.
- Interpolationsfehler bei der bilinearen Interpolation der Windfingerprintwerte an die Stationspositionen während der Windanalyse (siehe Abb. 5.8)
- Interpolationsfehler bei der bilinearen Interpolation der Windfingerprintwerte an die Analyse-Gitterpunkte (siehe Abb. 5.8)
- Rundungsfehler bei der Erzeugung des synthetischen Stationswindfeldes (Windrichtung auf 10 Grad und Windgeschwindigkeit auf ganze m/s genau) und dementsprechende Ungenauigkeit der Windwerte
- Interpolationsfehler bei der VERAxX-Analyse
- Ungenauigkeit der Stationspositionen (die Stationskoordinaten werden in den VERACLIM-Daten nur auf 0,01 Grad, d.h. ca. auf 1km genau angegeben)
- Interpolationsfehler bei der bilinearen Interpolation der analysierten Windvektoren an die Stationspositionen
- Fehler in der Methode, wie der Windfingerprint mit der VERAxX-Analyse verknüpft wird
- Fehler in der Methode, wie die Cross Validation durchgeführt wird

Es stellte sich heraus, dass die Ungenauigkeit der synthetischen Stationswinddaten (Windrichtung und Windgeschwindigkeit) die Ursache der Vektordifferenzen zwischen den Stationswindvektoren und den analysierten Windvektoren im obigen Experiment waren.

Das obige Experiment wurde nochmals durchgeführt, jedoch mit zwei Änderungen:

1. Bei der Erstellung des synthetischen Stationswindfeldes wurde der thermische Windfingerprint mit einer Genauigkeit von 6 Nachkommastellen an die Stationspositionen interpoliert.
2. Das Einlesen der Winddaten aus dem synthetischen Stationswindfeld erfolgte ebenfalls mit einer Genauigkeit von 6 Nachkommastellen.

Das Ergebnis dieses zweiten Experiments ist überraschend und sehr viel besser als erwartet (Abbildung 5.14).

Aus dem Ergebnis des zweiten Experimentes kann man folgendes schließen:

1. Die Vektordifferenzen im ersten Experiment sind auf die Ungenauigkeiten der Winddaten zurückzuführen.
2. Es ist keinerlei Interpolationsfehler sowohl bei der VERAxX-Analyse als auch bei allen bilinearen Interpolationen zu finden.
3. Die in dieser Arbeit beschriebene Windfingerprint-Methode, d.h. die Verknüpfung des Windfingerprints mit der VERAxX-Analyse funktioniert.
4. Die hier angewandte Methode der Cross Validation funktioniert.

Das Ergebnis des zweiten Experiments ist ein Beweis dafür, dass nicht nur die in dieser Arbeit beschriebene Windfingerprint-Methode funktioniert, sondern auch die Cross Validation. Ein Anteil des MBdVD ist bei Verwendung des VERACLIM-Datensatzes also allein auf die Ungenauigkeiten der Winddaten zurückzuführen. Der in dieser Arbeit verwendete VERACLIM-Datensatz enthält leider nur Windgeschwindigkeitsangaben in ganzen m/s und Windrichtungsangaben in 10 Grad-Schritten. Bei einer operationellen Anwendung von Windanalysen mit Windfingerprint stehen wahrscheinlich genauere Winddaten zur Verfügung. Werden genauere Daten verwendet, ist mit einer weiteren

Erhöhung der Windanalyse-Qualität zu rechnen, da eine mögliche Ähnlichkeit von Stationswindfeld und Windfingerprintfeld besser erkannt werden kann.

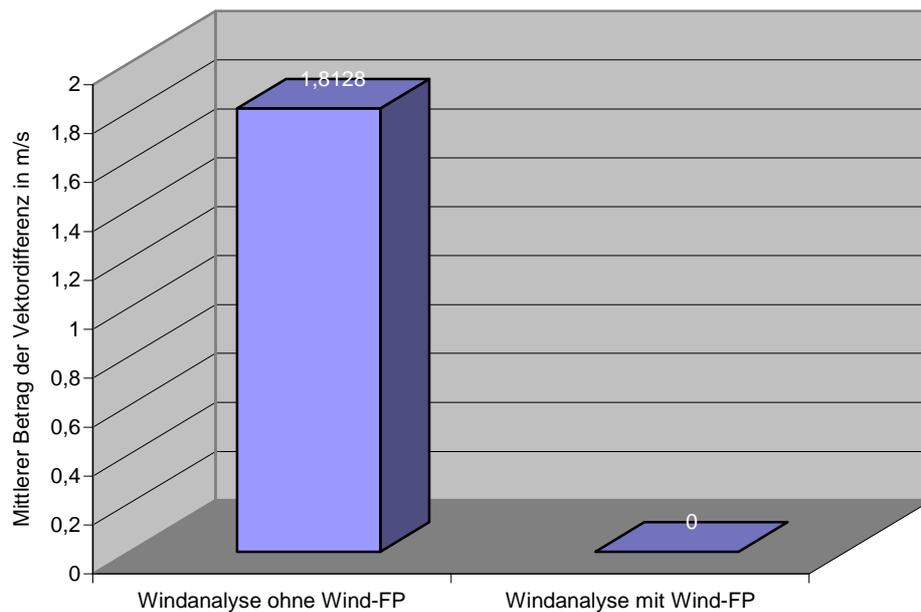


Abbildung 5.14: Vergleich der Ergebnisse der Kreuzvalidierungen der Windanalysen ohne und mit thermischen Windfingerprint, wobei der thermische Windfingerprint als synthetisches Stationswindfeld verwendet wurde. Als Qualitätsmaß für die Windanalyse wird der mittlere Betrag der Vektordifferenz zwischen den Stationswindvektoren und an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Je kleiner der MBdVD ist, desto besser stimmen die analysierten Windvektoren mit den Stationswindvektoren überein. Das Einlesen der Stationsdaten des synthetischen Stationswindfeldes erfolgte auf 6 Nachkommastellen genau. Der linke Balken zeigt den MBdVD bei einer Windanalyse ohne Windfingerprint. Wird der thermische Windfingerprint verwendet (rechter Balken), beträgt der MBdVD exakt Null.

### 5.4.5 Aufteilung der Domäne in einen Bereich innerhalb und außerhalb der Alpen

Um zu demonstrieren, dass die Windfingerprint-Methode besonders in einem so komplex strukturierten Gelände wie den Alpen zu besseren Analyseergebnissen führt, wird die Alpen-Domäne in einen inneralpinen und außeralpinen Bereich aufgeteilt. Die Abbildung 5.15 zeigt die Grenze zwischen diesen beiden Subdomänen. Die relativ grobe Umrandung der Alpen wurde aus rein programmtechnischen Gründen so gewählt.

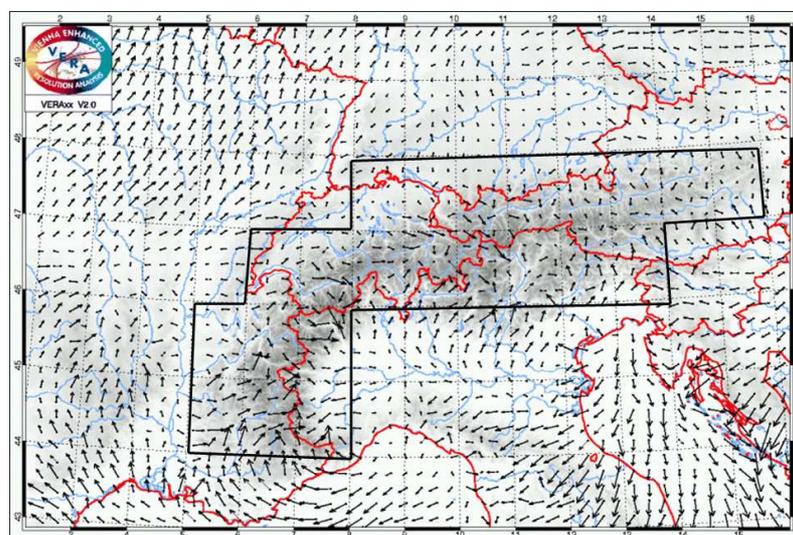


Abbildung 5.15: Aufteilung der Alpen-Domäne in jeweils einen Bereich innerhalb und außerhalb der Alpen.

### 5.4.6 Ergänzender Test der Windfingerprint-Methode und der Cross Validation durch Verwendung des Cosmo2-Windfingerprints als synthetisches Stationswindfeld

Die gleichen Experimente, die in Kapitel 5.4.4 beschrieben wurden, werden hier ergänzend noch einmal mit dem Cosmo2-Windfingerprint (siehe Kapitel 5.6) als synthetisches Stationswindfeld für eine Windanalyse mit Cosmo2-Windfingerprint wiederholt. Dies ist nicht nur ein weiterer Test der Cross Validation und der Windfingerprint-Methode mit Cosmo2-Windfingerprint, sondern auch zusätzlich eine Absicherung dafür, dass die verwendeten Programme nach einigen Änderungen (Verbesserungen) zuverlässig funktionieren. Die Abbildungen 5.16 und 5.17 zeigen die Ergebnisse der Kreuzvalidierungen für jeweils eine Windanalyse mit und ohne Cosmo2-Windfingerprint, bei der als synthetisches Stationswindfeld der Cosmo2-Windfingerprint verwendet wurde, wobei zwischen drei Domänen unterschieden wird (gesamte Domäne, innerhalb und außerhalb der Alpen).

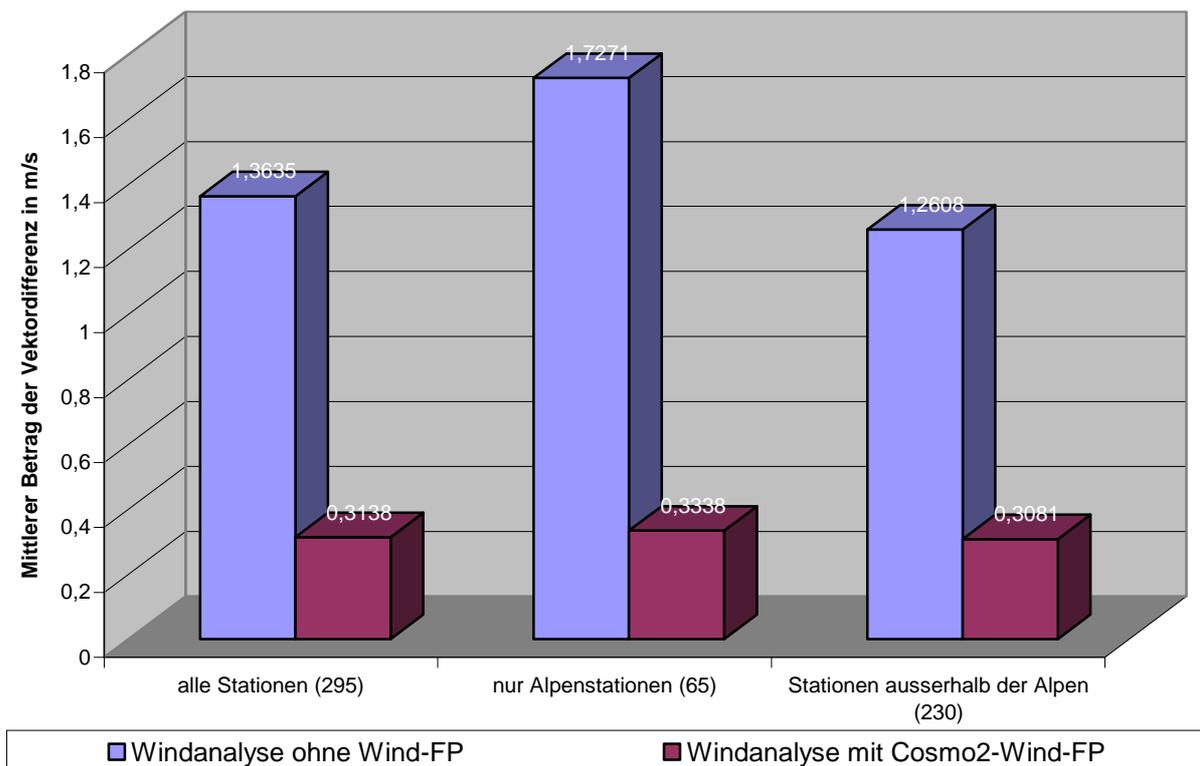


Abbildung 5.16: Ergebnisse der Kreuzvalidierungen der Windanalysen ohne und mit Cosmo2-Windfingerprint für drei verschiedene Domänen, wobei der Cosmo2-Windfingerprint als synthetisches Stationswindfeld verwendet wurde. Als Qualitätsmaß für die Windanalyse wird der MBdVD zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Winddaten des synthetischen Stationswindfeldes haben die Genauigkeit der VERACLIM-Winddaten (Windgeschwindigkeit in ganzen m/s, Windrichtung in 10 Grad-Schritten, Stationskoordinaten auf 0,01 Grad oder ca. 1km genau). Die blauen Balken zeigen den MBdVD bei einer Windanalyse ohne Cosmo2-Windfingerprint. Wird der Cosmo2-Windfingerprint verwendet (rote Balken), verringert sich der MBdVD erheblich.

Wie man in Abbildung 5.16 erkennen kann, ist der Unterschied des MBdVD zwischen den Windanalysen ohne und mit Cosmo2-Windfingerprint im Alpenbereich am größten und außerhalb der Alpen am kleinsten. Der besonders hohe Wert des MBdVD der Cross Validation für Windanalysen ohne Windfingerprint bei Alpenstationen (im Alpengebiet) ist darauf zurückzuführen, dass bei der Windanalyse ohne Windfingerprint keinerlei Einflüsse der komplex strukturierten Orographie der Alpen berücksichtigt werden. Außerhalb der Alpen ist der Wert des MBdVD der Cross Validation für Windanalysen ohne Windfingerprint nicht so hoch wie bei Stationen innerhalb der Alpen, da die Stationen oft im Flachland liegen und die Einflüsse der Orographie auf die Luftströmungen weniger stark sind als innerhalb der Alpen, wodurch eine einfache 2D-Windanalyse auch besser funktionieren kann als innerhalb des komplex strukturierten Geländes der Alpen.

Macht man das gleiche Experiment (wie in Abb. 5.16 gezeigt) mit dem Cosmo2-Windfingerprint als synthetisches Stationswindfeld noch einmal bei einer Einlese- und Rechengenauigkeit von 6 Nachkommastellen, so erhält man die Ergebnisse der Kreuzvalidierungen, wie sie in Abbildung 5.17 gezeigt werden.

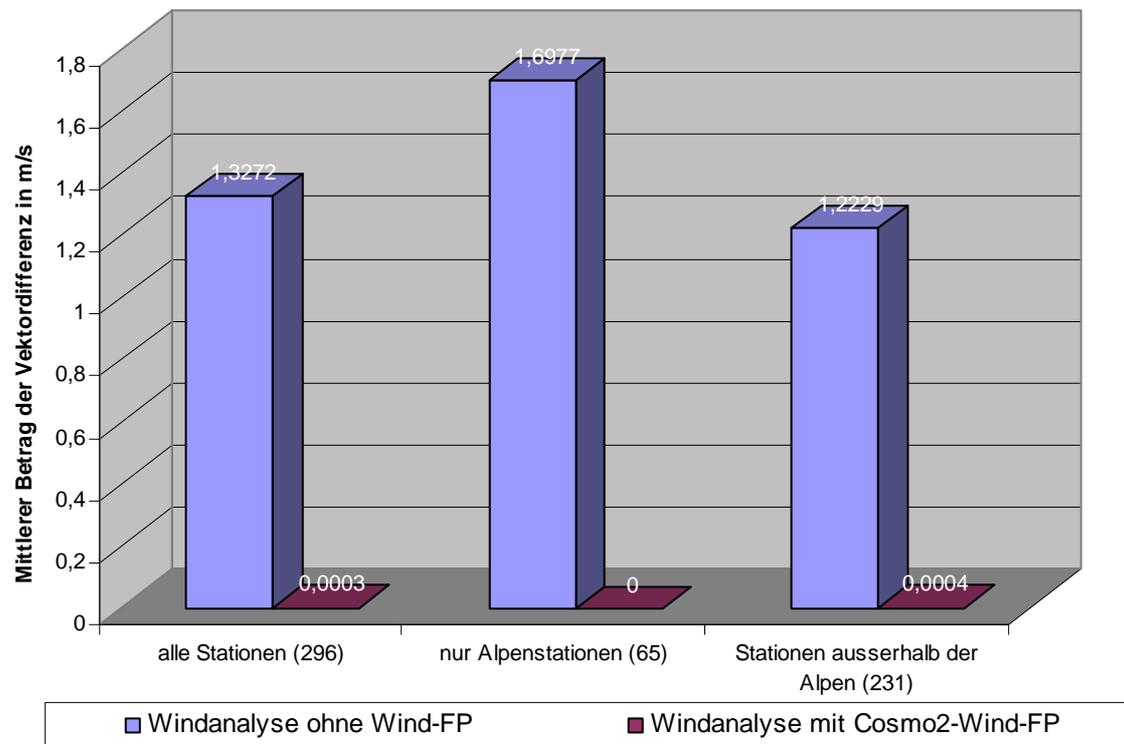


Abbildung 5.17: Ergebnisse der Kreuzvalidierungen der Windanalysen ohne und mit Cosmo2-Windfingerprint für drei verschiedene Domänen, wobei der Cosmo2-Windfingerprint als synthetisches Stationswindfeld verwendet wurde. Als Qualitätsmaß für die Windanalyse wird der MBdVD zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Das Einlesen des synthetischen Stationswindfeldes erfolgte auf 6 Nachkommastellen genau. Die blauen Balken zeigen den MBdVD bei einer Windanalyse ohne Windfingerprint. Wird der Cosmo2-Windfingerprint verwendet (rote Balken), beträgt der MBdVD (fast) Null.

Die Abbildung 5.17 zeigt, dass bei einer Windanalyse, bei der das Cosmo2-Windfingerprintfeld sowohl als synthetisches Stationswindfeld als auch als Windfingerprint verwendet wird, die Differenz zwischen Stationswindvektoren und analysierten Windvektoren an den Stationspositionen Null (bzw. fast Null) beträgt. Das bedeutet, dass das Muster des Cosmo2-Windfingerprints im synthetischen Stationswindfeld „erkannt“ und auch in richtiger Weise „aufgeprägt“ wird. Damit konnte einmal mehr gezeigt werden, dass nicht nur die Windfingerprintmethode funktioniert, sondern auch die Cross Validation.

## 5.5 Der aktuelle Windfingerprint

Bei der Erzeugung des thermischen Windfingerprints wurde von einem idealisierten Druckfeld (thermischer Druck-Fingerprint) ausgegangen, das das idealisierte Muster der Druckverteilung an gradientschwachen Strahlungstagen (in diesem Fall die nächtliche Druckverteilung mit einem Kältehoch über den Alpen bei starker nächtlicher Abstrahlung) wiedergibt.

Da der idealisierte Fall einer gradientschwachen Strahlungssituation jedoch selten für die gesamte Alpenomäne eintritt, liegt es nahe, einen Windfingerprint aus der aktuellen Druckverteilung anstatt aus einer idealisierten Druckverteilung abzuleiten. Dieser Windfingerprint wird hier „aktueller Windfingerprint“ genannt.

Die Abbildung 5.18 zeigt das Flussdiagramm für eine Windanalyse mit aktuellem Windfingerprint.

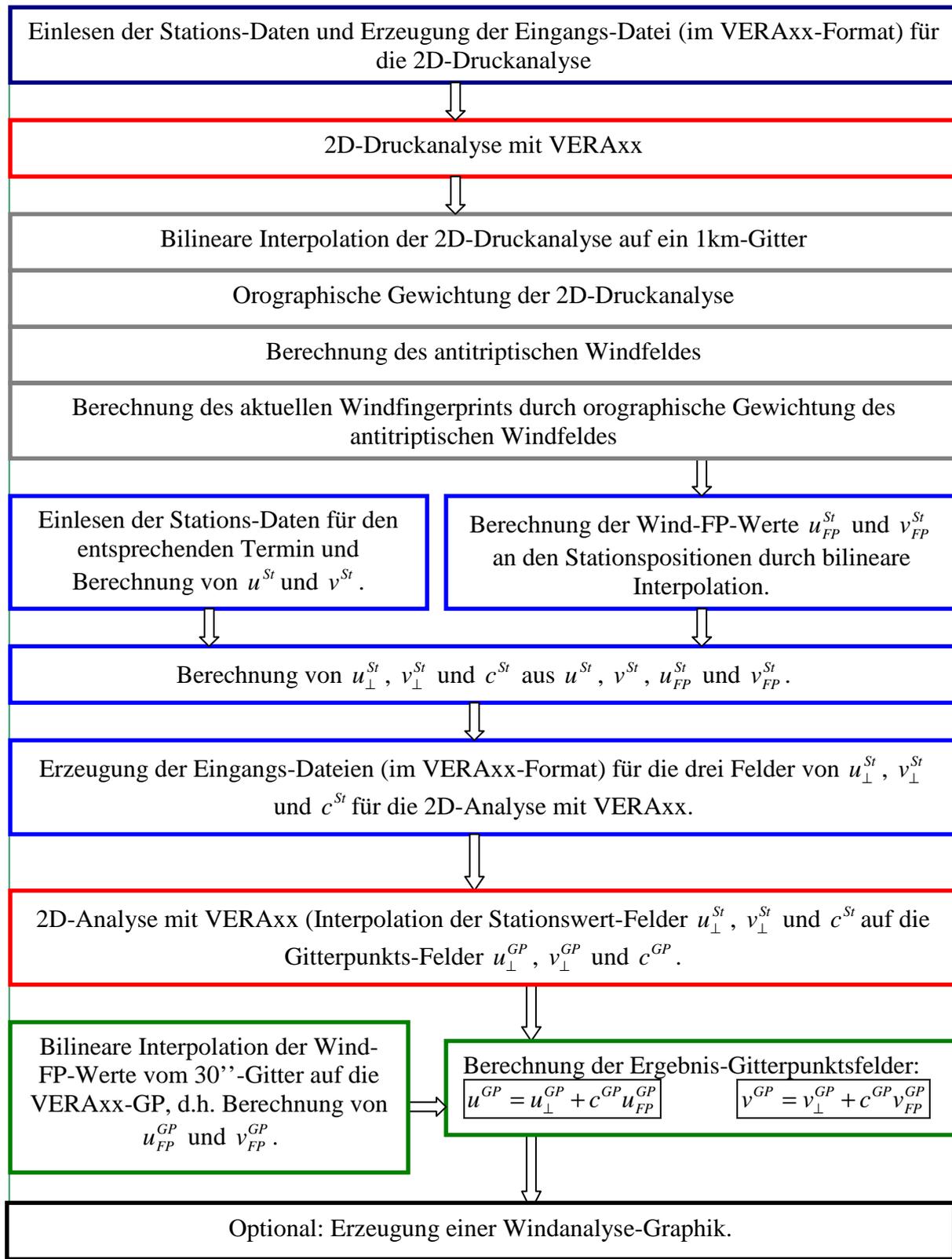


Abbildung 5.18: Flussdiagramm einer 2D-Windanalyse mit aktuellem Windfingerprint. Der Ablauf der Programme erfolgt durch ein Shell-Skript. Gleichfarbige Strukturblöcke gehören zum gleichen Fortran- oder IDL-Programm.

Die aktuelle Druckverteilung erhält man durch eine 2D-VERAxx-Druckanalyse bei Verwendung des thermischen Druck-Fingerprints.

Der aktuelle Windfingerprint berücksichtigt die räumliche Verteilung des aktuellen Druckgradienten und damit die aktuelle synoptische Situation. Der einzige Unterschied zwischen dem thermischen und dem aktuellen Windfingerprint ist somit das 2D-Druckfeld, das als Ausgangsfeld für die Erzeugung des Windfingerprint-Feldes verwendet wird (Kapitel 5.1.1). Die aktuelle Druckanalyse wird zuerst orographisch gewichtet, dann daraus das antitriptische Windfeld erzeugt und dieses wiederum orographisch gewichtet. Sämtliche Einstellungen und Schwellwerte, die für die Erzeugung des thermischen Windfingerprints verwendet wurden, werden auch für die Erzeugung des aktuellen Windfingerprints verwendet.

Der Nachteil der 2D-Windanalyse mit aktuellem Windfingerprint gegenüber der 2D-Windanalyse mit thermischem Windfingerprint liegt in der Verdoppelung des Rechenaufwandes (und damit der Analysezeit), da zusätzlich eine 2D-Druckanalyse berechnet werden muss. Beispiele für Windanalysen mit aktuellem Windfingerprint folgen im Kapitel 6.

## **5.6 Der COSMO2-Windfingerprint**

Der COSMO2-Windfingerprint entstand aus der Idee, ein hochauflösendes 3D-Modell zur Erzeugung eines Windfingerprint-Feldes zu verwenden. Dieses hochauflösende 3D-Modell sollte in der Lage sein, die bodennahe Luftströmung innerhalb der Alpen an gradientschwachen Strahlungstagen zu simulieren.

Beim thermischen und aktuellen Windfingerprint wurden folgende Kompromisse gemacht:

1. Die 2D-Analyse ist nicht wirklich zweidimensional, sondern eine 2D-Abbildung einer quasi-terrainfolgenden Analyse.
2. Die zwischen den Stationen liegenden Berge und Täler werden nicht berücksichtigt.
3. Der thermische Windfingerprint beruht nur auf sehr einfachen Annahmen.
4. Der aktuelle Windfingerprint wird von einer 2D-Druckanalyse abgeleitet, die den reduzierten Druck in Meeresniveau wiedergibt und nicht, wie eigentlich optimal wäre, in der mittleren Höhe der Alpen.
5. 3D-Effekte wie Massenkontinuität und andere physikalische Gesetzmäßigkeiten wurden nicht berücksichtigt

Das Cosmo2-Modell scheint von allen dem Institut für Meteorologie und Geophysik in Wien zur Verfügung stehenden Vorhersagemodellen für die Erzeugung eines Windfingerprint-Feldes besonders geeignet zu sein, da die Gitterdistanz 2,2 km und die zeitliche Auflösung 3 Stunden beträgt, und die Domäne des Cosmo2-Modells sich mit der Alpendomäne (VERAfem-Domäne) nahezu deckt.

### **5.6.1 Das hochauflösende Vorhersagemodell COSMO2**

COSMO steht für „Consortium for Small-Scale Modelling“ und ist ein Zusammenschluss der nationalen Wetterdienste von Deutschland, Griechenland, Italien, Polen, Rumänien und der Schweiz. Dieses Konsortium wurde im Oktober 1998 mit dem Ziel des Erhaltens und der Verbesserung eines nicht-hydrostatischen, regionalen, atmosphärischen 3D-Modells gegründet. Dieses hochauflösende 3D-Modell wird sowohl operationell als auch für Forschungszwecke genutzt.

MeteoSchweiz betreibt zwei COSMO Modelle. Das regionale COSMO7 wird angetrieben vom Modell des ECMWF und hat eine Domäne über den größten Teil Mittel- und West-Europas. Die Maschenweite des horizontalen Gitters des COSMO7 beträgt ca. 6,6 km. Das lokale Modell COSMO2 ist wiederum in das COSMO7 eingebettet und liefert Vorhersagen für die alpine Region mit der Schweiz im Zentrum (Abb. 5.19). Die horizontale Maschenweite des COSMO2 beträgt ca. 2,2 km.

Beide Modelle benutzen 60 vertikale Schichten, beginnend in einer Höhe von 10m über dem Boden und Schichtdicken von 100m in den untersten 1000m. COSMO2-Vorhersagen reichen 24 Stunden voraus und werden acht mal täglich (alle 3 Stunden) gestartet. Darüber hinaus werden Analysen in stündlicher Auflösung von beiden Modellen produziert und archiviert.

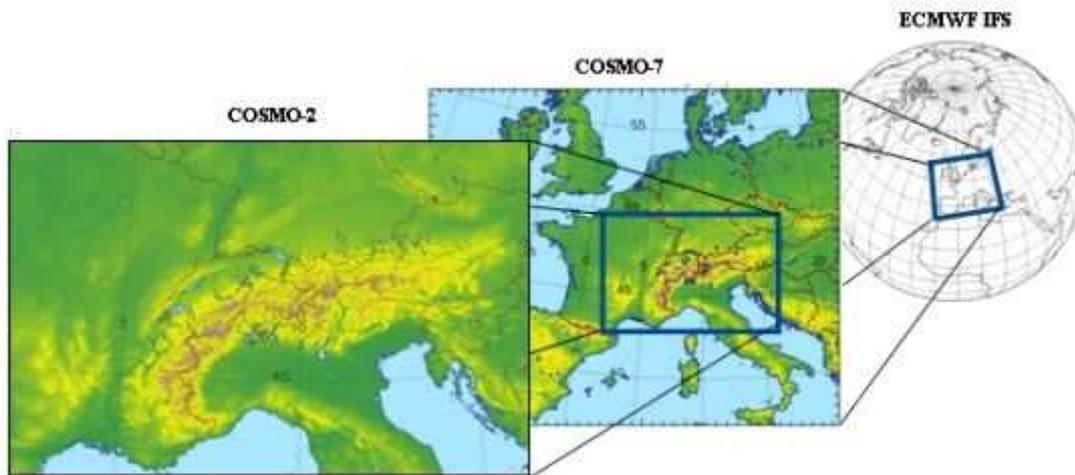


Abbildung 5.19: Domänen und Orographie der drei ineinander eingebetteten Wettervorhersagemodelle des COSMO-Systems (Quelle: [www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/wetter/modelle/cosmo.html](http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/wetter/modelle/cosmo.html))

## 5.6.2 Erzeugung des COSMO2-Windfingerprints

Um die typischen Strömungsmuster von Berg- oder Talwinden innerhalb der Alpen bzw. der alpinen Täler zu erhalten, wurde mit Hilfe der am Institut für Meteorologie und Geophysik in Wien existierenden Sammlung von Berliner Wetterkarten Termine ausgesucht, die auf Grund ihrer synoptischen Situation auf ideale Bedingungen für die Entstehung einer Berg-Talwind-Zirkulation schließen lassen.

Es wurde nach Terminen mit Wetterlagen gesucht, die folgende Bedingungen erfüllen:

1. großräumiges Absinken im Bereich der Alpen (Trog-Rückseite bzw. Keil-Vorderseite im 500hPa-Niveau).
2. Im Bodendruckfeld Ausbildung eines Hitzetiefs während des Tages bzw. Kältehoch während der Nachtstunden über den Alpen.
3. Im Satellitenbild (visible) wolkenloser Himmel (Tag und Nacht) oder Schönwetter-Cumuli über den Alpen, die sich während des Tages durch Thermik bilden.

Von den ausgesuchten Terminen wurden dann die entsprechenden COSMO2-Windanalysefelder (10m Bodenwind) beschafft. Nach Konvertierung der COSMO2-Windanalysefelder vom GRIB-Format in Binär-Dateien und anschließend in ASCII-Dateien wurden Graphiken erzeugt, die die weitere Auswahl von geeigneten Terminen erleichtern sollen. Um die feinen Windfeld-Strukturen besser erkennen und beurteilen zu können, wurde die Inntal-Domäne gewählt.

Die folgenden drei COSMO2-Windanalysen wurden aus vielen Beispielen als besonders geeignet eingestuft und deshalb auch als Ausgangswindfelder für den „COSMO2-Windfingerprint“ ausgewählt. Es sind die drei Termine 26. 7. 2007 um 15UTC (Abb. 5.20), 13. 9. 2007 um 12UTC (Abb. 5.21) und 20. 9. 2007 um 12UTC (Abb. 5.22).

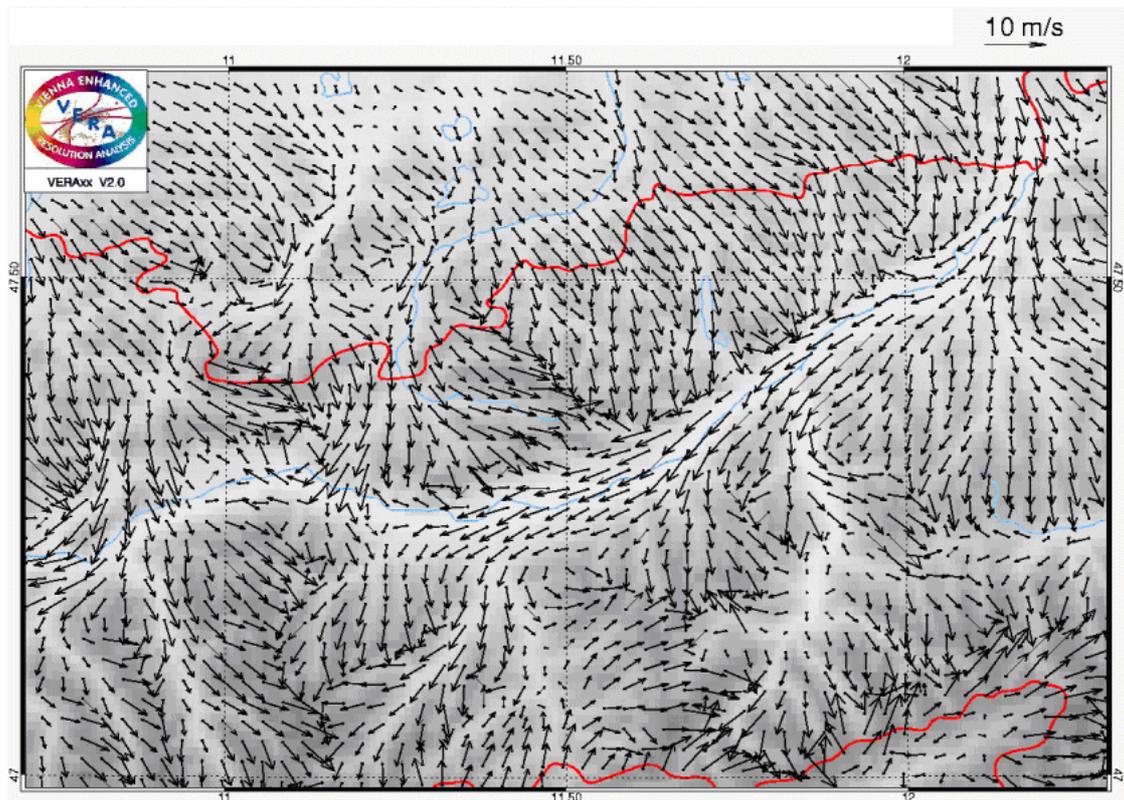


Abbildung 5.20: COSMO2-Windanalyse des Bodenwindfeldes (10m-Wind) in der Inntal-Domäne für den 26. 7. 2007 15UTC. Gitterpunkts-Abstand: 2,2 km.

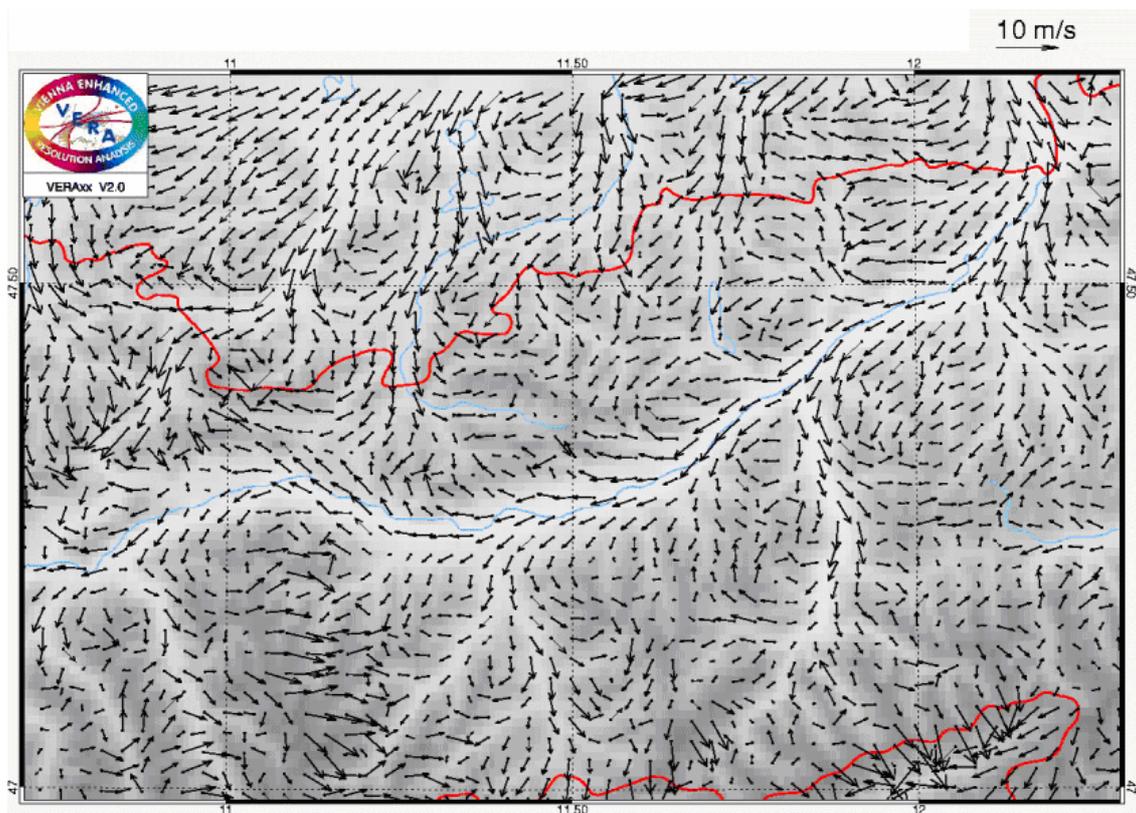


Abbildung 5.21: COSMO2-Windanalyse des Bodenwindfeldes (10m-Wind) in der Inntal-Domäne für den 13. 9. 2007 12UTC. Gitterpunkts-Abstand: 2,2 km.

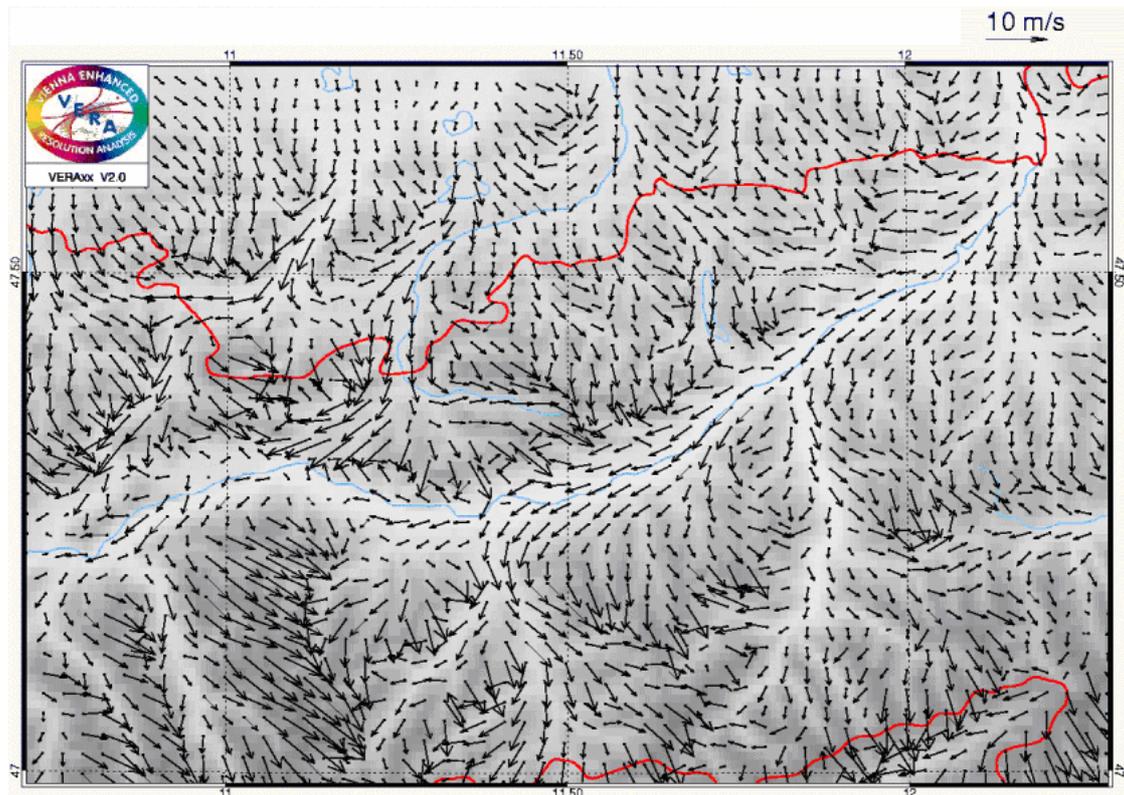


Abbildung 5.22: COSMO2-Windanalyse des Bodenwindfeldes (10m-Wind) in der Inntal-Domäne für den 20. 9. 2007 12UTC. Gitterpunkts-Abstand: 2,2 km.

Um den COSMO2-Windfingerprint zu erhalten, werden die drei ausgewählten COSMO2-Windanalysen (Abb. 5.20 - 5.22) vektoriell gemittelt (Abb. 5.23).

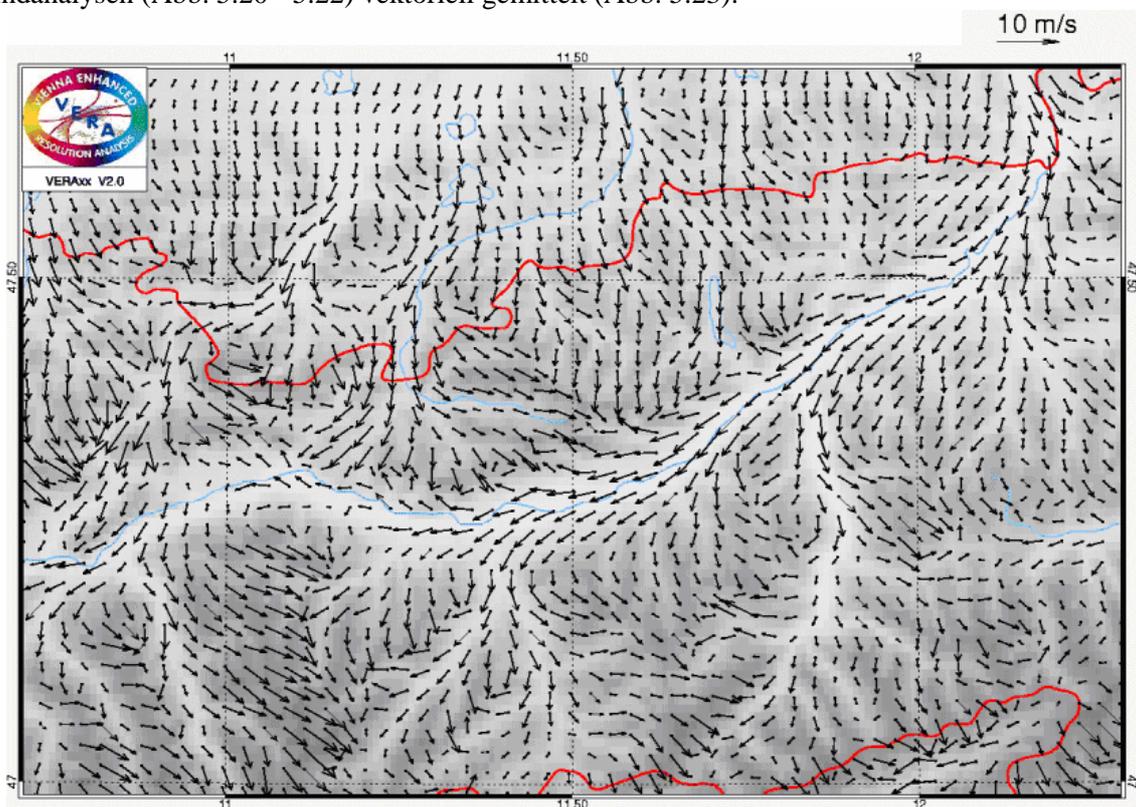


Abbildung 5.23: COSMO2-Windfingerprint in der Inntal-Domäne. Gitterpunkts-Abstand: 2,2 km.

Das Bodenwindfeld des COSMO2-Windfingerprints in Abbildung 5.23 zeigt ein Muster, wie man es für die Inntal-Domäne und für einen Nachmittag eines gradientschwachen Strahlungstages auch erwarten würde. In Abbildung 5.23 ist deutlich die Talwind-Strömung im Inntal und seinen Seitentälern zu erkennen.

Verwendet man die 3 ausgewählten Termine, um die entsprechenden COSMO2-Windanalysen der gesamten COSMO2-Domäne vektoriell zu mitteln, so erhält man den COSMO2-Windfingerprint für die gesamte Alpendomäne (Abb. 5.24). Die Abbildung 5.24 zeigt jedoch, dass das Cosmo2-Windfingerprintfeld außerhalb der Alpen von einem übergeordneten Wind geprägt ist, der nur wenig mit den Windverhältnissen an gradientschwachen Strahlungstagen zu tun hat. Dieses Windfeldmuster außerhalb der Alpen entsteht dadurch, dass bei der Auswahl der drei „geeignetsten“ Termine ausschließlich auf das Windfeldmuster der Inntal-Domäne geachtet wurde, da die Windfingerprint-Methode darauf abzielt, die Windanalyse besonders im inneralpinen Bereich zu verbessern. Die ungewollten Windmuster des COSMO2-Windfingerprints außerhalb der Alpen in Abbildung 5.24 beeinflussen die Windanalyse jedoch nicht so negativ wie man es vermuten würde. Dies erklärt sich dadurch, dass die Windmuster außerhalb der Alpen nicht so fein strukturiert sind wie innerhalb der Alpen. Es sind ja nicht die Absolutwerte des Windfingerprintfeldes relevant, sondern nur das Muster.

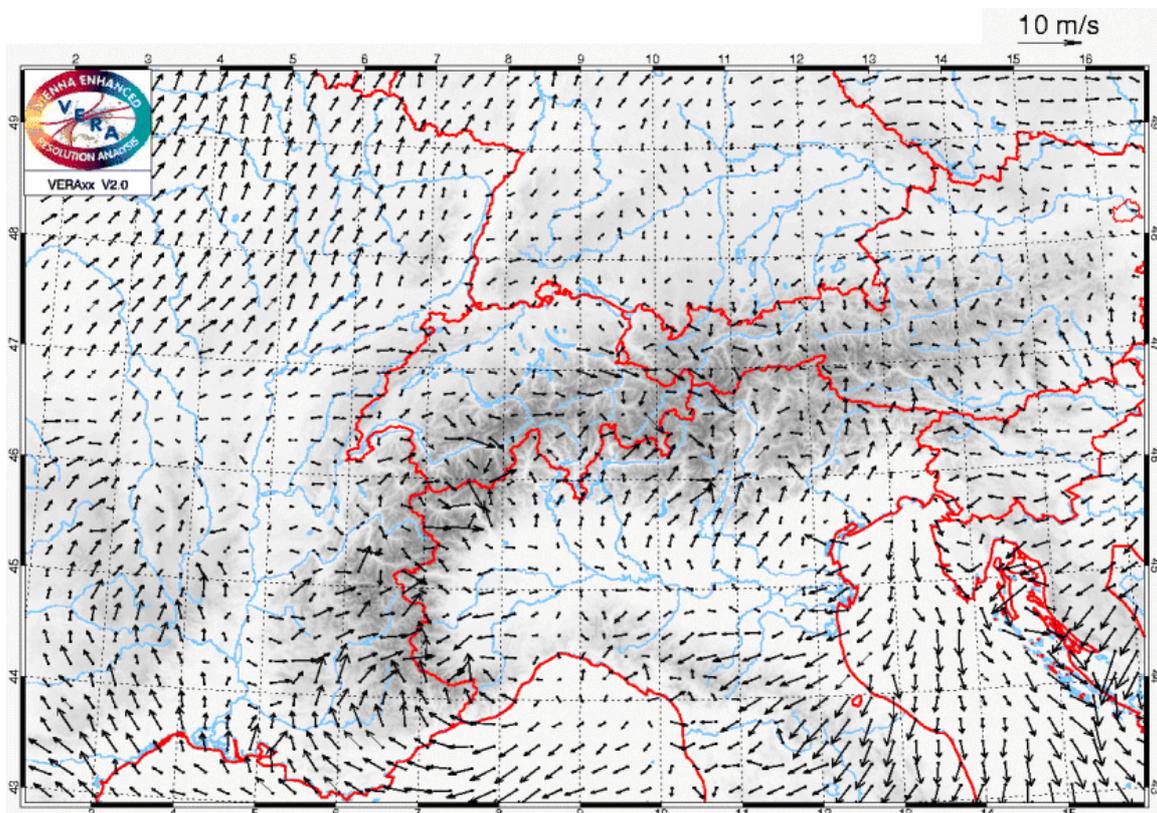


Abbildung 5.24: COSMO2-Windfingerprint in der Alpen-Domäne (COSMO2-Domäne). Gitterpunkts-Abstand: 22 km.

Besser als die Mittelung von nur drei COSMO2-Windanalysen wäre die Mittelung von sehr viel mehr COSMO2-Windfeldern. Das ideale 2D-Windfingerprintfeld bekäme man durch die Berechnung eines idealisierten Windfeldes durch das COSMO2-Modell unter folgenden zwei Randbedingungen:

1. wolkenloser Himmel, der maximale Ein- und Ausstrahlung ermöglicht
2. kein existierender Druckgradient

Leider war es aus technischen Gründen den Betreibern des COSMO2-Modells jedoch nicht möglich, ein idealisiertes Windfeld mit den beiden oben erwähnten Randbedingungen zu erzeugen.

### 5.6.3 Implementierung des COSMO2-Windfingerprints in die 2D-Windanalyse

Die Verknüpfung des COSMO2-Windfingerprints mit der 2D-Windanalyse erfolgt in gleicher Weise wie die des thermischen Windfingerprints (siehe Abbildung 5.8).

### 5.7 Lösung eines numerischen Problems bei der Implementierung der Windfingerprint-Felder

Besonders im Flachland oder an Meeresoberflächen sind die Werte des thermischen Windfingerprints sehr klein oder Null. Dies liegt daran, dass der thermische Druckfingerprint und damit der Gradient des thermischen Druckfingerprints und dadurch wiederum das daraus berechnete antitriptische Windfeld in den vorher genannten Gebieten sehr klein bzw. Null ist. Die Folge ist, dass der Faktor  $c$  auf Grund der sehr kleinen Werte von  $u_{FP}$  oder  $v_{FP}$  sehr groß bzw. unendlich wird (Gleichung 5.13:

$$c = \frac{u_{\perp}}{u_{FP}} = \frac{v_{\perp}}{v_{FP}}).$$

Dadurch wird das  $c$ -Feld sehr „unruhig“, die gesamte Windanalyse mit Windfingerprint wird „instabil“, und es entstehen unrealistische Analyse-Ergebnisse. Um dieses Problem zu vermeiden, wird ein Schwellwert für den Betrag von  $u_{FP}$  und  $v_{FP}$  eingeführt, der nicht unterschritten werden darf, wenn aus  $u_{FP}$  oder  $v_{FP}$  der Faktor  $c$  berechnet werden soll. Unterschreitet sowohl  $|u_{FP}|$  als auch  $|v_{FP}|$  den zuvor eingestellten Schwellwert, so wird der Faktor  $c$  weder aus  $u_{FP}$ , noch aus  $v_{FP}$  berechnet, sondern wird aus den Umgebungsstationen in einem Umkreis mit einem bestimmten einstellbaren Einflßradius abstandsgewichtet gemittelt. Dabei werden die  $c$ -Werte von näher gelegenen Stationen höher gewichtet als weiter entfernt liegende Stationen.

Praktische Umsetzung des oben genannten Verfahrens im Programm:

1. Bilineare Interpolation der Windfingerprint-Werte vom Windfingerprint-Gitter an die Stationskoordinaten.
2. Berechnung von  $u_{\perp}$ ,  $v_{\perp}$ ,  $u_{\perp}$  und  $v_{\perp}$  aus  $u$ ,  $v$ ,  $u_{FP}$  und  $v_{FP}$  an den Stationen.
3. Wenn  $|u_{FP}| \geq$  Schwellwert ist, wird der Faktor  $c$  aus  $u_{\perp}$  und  $u_{FP}$  berechnet (Glg. 5.13).
4. Wenn  $|u_{FP}| <$  Schwellwert ist, aber  $|v_{FP}| \geq$  Schwellwert, dann wird der Faktor  $c$  aus  $v_{\perp}$  und  $v_{FP}$  berechnet (Glg. 5.13).
5. Ist sowohl  $|u_{FP}| <$  Schwellwert, als auch  $|v_{FP}| <$  Schwellwert, dann wird der Faktor  $c$  an der Station durch abstandsgewichtete Mittelung aus den  $c$ -Werten aller Umgebungsstationen im Umkreis eines einstellbaren Einflßradius berechnet, wobei nur Umgebungsstationen verwendet werden, bei denen der Faktor  $c$  entweder aus  $u_{\perp}$  und  $u_{FP}$  oder aus  $v_{\perp}$  und  $v_{FP}$  berechnet werden kann.
6. Tritt der Fall ein, der in Punkt 5 beschrieben wird, so wird aus dem gemittelten Faktor  $c$  zurückgerechnet auf  $u_{\perp}$  und  $v_{\perp}$ , sodass die Gleichung 5.10 wieder erfüllt ist, d.h.:  

$$\boxed{u_{\perp(neu)} = u - u_{\perp(neu)} = u - c_{(neu)} u_{FP}} \quad \text{und} \quad \boxed{v_{\perp(neu)} = v - v_{\perp(neu)} = v - c_{(neu)} v_{FP}}.$$
 Mit anderen Worten: Durch die Modifizierung des Faktors  $c$  wird auch der Vektor  $\mathbf{v}_{\perp}$  verändert, und damit auch der Vektor  $\mathbf{v}_{\perp}$ , wenn der Stationsvektor  $\mathbf{v}$  nicht verändert werden soll. Diese Vorgehensweise ist ein Kompromiss und hat den Nachteil, dass der Vektor  $\mathbf{v}_{\perp(neu)}$  nicht mehr normal zum Stationsvektor  $\mathbf{v}$  steht, hat jedoch den Vorteil, dass die Information des Stationsvektors  $\mathbf{v}$  durch die Kombination von  $c_{(neu)}$ ,  $u_{\perp(neu)}$  und  $v_{\perp(neu)}$  erhalten bleibt.
7.  $c_{(neu)}$ ,  $u_{\perp(neu)}$  und  $v_{\perp(neu)}$  werden dann mit 2D-Veraxx analysiert und anschließend an den VERAx-Gitterpunkten wieder zu  $u$  und  $v$  zusammengesetzt (Kapitel 5).

Das Verfahren zur Vermeidung des oben genannten numerischen Problems hat sich als besonders geeignet erwiesen und bewirkt eine „Stabilisierung“ des Windanalyse-Systems.

Die Experimente, die in Kapitel 5.4.4 und 5.4.6 beschrieben wurden und sämtliche Fallbeispiele, die in Kapitel 6 gezeigt werden, sind mit dem oben beschriebenen Verfahren durchgeführt worden. Die Ergebnisse in den Abbildungen 5.14 und 5.17 zeigen, dass sich trotz des Kompromisses, der bei dem oben beschriebenen Verfahren (Punkt 5 und 6) eingegangen wird, kaum zusätzliche Rechenfehler entstehen. Möglicherweise liegt dies daran, dass der Schwellwert möglichst niedrig gewählt wird, sodass dieser weder von  $|u_{FP}|$  als auch von  $|v_{FP}|$  leicht unterschritten werden kann. Setzt man den Schwellwert jedoch zu niedrig, so wird es mehr sehr hohe c-Werte an den Stationen geben, wodurch die räumliche Verteilung der c-Werte stark variiert und das System „instabil“ wird. Setzt man den Schwellwert zu hoch, so wird öfter der Fall eintreten, dass an einer Station sowohl  $|u_{FP}|$  als auch  $|v_{FP}|$  den Schwellwert unterschreitet und der c-Wert an dieser Station aus den Umgebungsstationen berechnet werden muss, wodurch wiederum Rechenungenauigkeiten in Kauf genommen werden müssen.

Der Schwellwert ist bei Verwendung des thermischen Windfingerprints auf 0,17m/s, und bei Verwendung des Cosmo2-Windfingerprints auf 1,1m/s eingestellt. Diese Schwellwerte wurden empirisch aus vielen Versuchen ermittelt und können jederzeit verändert bzw. dem verwendeten Windfingerprintfeld angepasst werden. Die Schwellwerte des thermischen Windfingerprints haben keinerlei meteorologische Bedeutung, da nicht die Absolutbeträge des Windfingerprints für die Windanalyse relevant sind, sondern nur das räumliche Muster des Windfingerprintfeldes. Das Windfingerprintfeld ist also nur als Relativwertfeld zu betrachten.

Der Einflußradius für die abstandsgewichtete Mittelung der c-Werte von Nachbarstationen wurde ebenfalls empirisch ermittelt und auf 2,2 Grad (~200km) eingestellt.

Der Schwellwert hängt vom verwendeten Windfingerprintfeld ab, der Einflußradius hingegen hängt von der Größe der Domäne und von der Stationsdichte ab. Sowohl Schwellwert als auch Einflußradius können für den operationellen Betrieb noch weiter optimiert werden.

## **5.8 Weitere mögliche und verworfene Windfingerprint-Felder**

Mit nur relativ geringem Aufwand könnte man so genannte „dynamische Windfingerprints“ erzeugen, indem man Windanalysefelder eines hochauflösenden Modells wie z.B. dem COSMO2-Modell mittelt, die entweder eine typische Nordstau- oder Südstau-Situation wiedergeben. Mittelt man jeweils ca. 100 Windanalysefelder von typischen Wetterlagen, so erhält man ein Windfingerprintfeld, das man je nach synoptischer Situation, die zuvor vom Analysesystem automatisch erkannt wird, in der 2D-VERAxx-Windanalyse einsetzen könnte.

Eine weitere Möglichkeit ist die Verwendung eines „Hang-Windfingerprints“, der das idealisierte Windfeld der thermisch induzierten Hangauf- bzw. Hangabwinde, die auch in der Natur an gradientschwachen Strahlungstagen zu beobachten sind, darstellt. Der Hang-Windfingerprint, der in Abbildung 5.25 für die Inntal-Domäne gezeigt wird, wurde allein aus dem Höhengradient der Orographie erzeugt. Die Abbildung 5.26 zeigt ebenfalls einen Hang-Windfingerprint in der Inntal-Domäne, dieser wurde jedoch aus dem ungeglätteten und orographisch nicht gewichteten thermischen Druckfingerprint erzeugt. Beide Hang-Windfingerprints wurden jedoch wieder verworfen, da auf Grund der relativ geringen Stationsdichte nicht zu erwarten ist, ein Windmuster von Hangauf- oder Hangabwinden im Stationswindfeld zu erkennen.

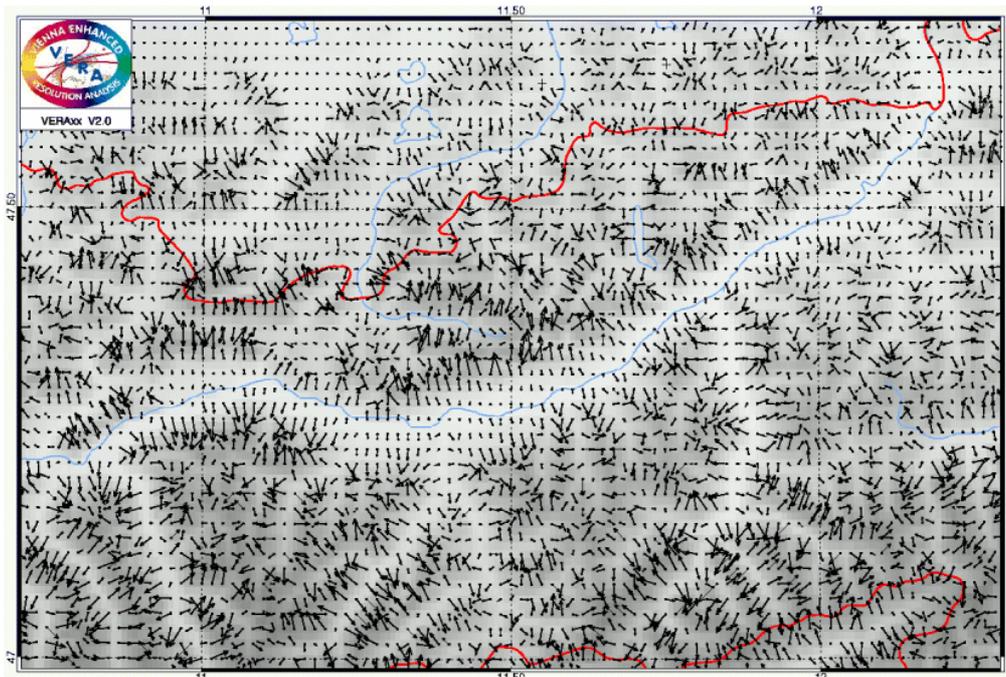


Abbildung 5.25: Der aus dem Höhengradient der Orographie berechnete Hang-Windfingerprint für die Inntal-Domäne

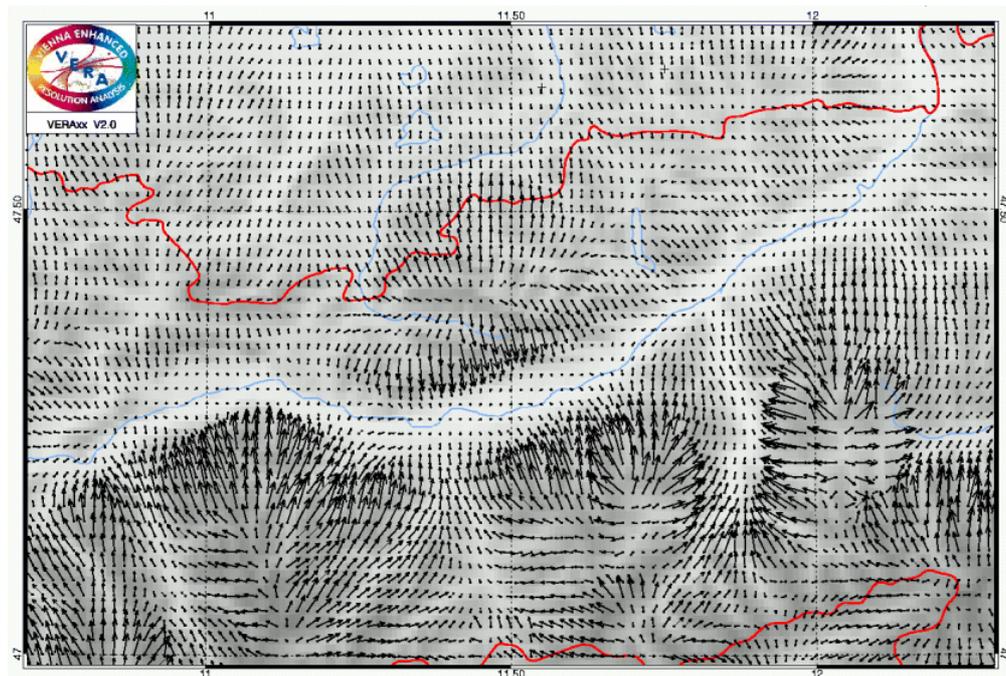


Abbildung 5.26: Der aus dem ungeglätteten und orographisch nicht gewichteten thermischen Druckfingerprint berechnete Hang-Windfingerprint

Verworfen wurde auch eine spezielle Form des „aktuellen Windfingerprints“, der anstatt aus der aktuellen 2D-Druckanalyse aus dem aktuellen  $c$ -Feld des thermischen Druckfingerprints abgeleitet wird. Die Werte des  $c$ -Feldes des thermischen Druckfingerprints in der 2D-VERAxx-Druckanalyse geben an, wie gut das Muster des thermischen Druckfingerprints mit der räumlichen Verteilung der Druckdaten übereinstimmt. Je höher die  $c$ -Werte des thermischen Druckfingerprints in einem Gebiet sind, desto eher ist damit zu rechnen, dass in diesem Gebiet auch die besten Bedingungen für thermisch induzierte Zirkulation gegeben sind, da der thermische Druckfingerprint ja die idealisierte räumliche Druckverteilung an gradientschwachen Strahlungstagen wiedergibt. Versuche und die damit verbundenen Kreuzvalidierungen haben jedoch gezeigt, dass diese spezielle Art des aktuellen Windfingerprints zu keiner Verbesserung der Windanalyse führt.

## 6 Fallbeispiele

Eine umfassende Statistik mit Hilfe von Kreuzvalidierungen ist aus folgenden Überlegungen nur eingeschränkt möglich:

- Die Kreuzvalidierung für einen einzigen Termin und für alle vier beschriebenen Arten der Windanalyse (ohne Windfingerprint, mit thermischem Windfingerprint, mit aktuellem Windfingerprint und mit COSMO2-Windfingerprint) erfordert für jede der bis zu 300 beteiligten Stationen der COSMO2-Domäne jeweils etwa 5 Minuten Rechenzeit, also für alle ca. 300 Stationen insgesamt ca. 24 Stunden.
- Würde man z.B. für alle Termine eines Jahres (ca. 3000 Termine) Kreuzvalidierungen für alle vier Arten der Windanalyse durchführen wollen, würde die Rechenzeit über 8 Jahre betragen.
- Würde man für 100 Termine Kreuzvalidierungen für alle vier Arten der Windanalyse durchführen wollen, würde die Rechenzeit „nur“ 3 Monate betragen, es stellt sich dabei aber die Frage, welche Termine dafür ausgewählt werden sollen, ohne eine Tageszeit oder Jahreszeit zu bevorzugen.
- Eine andere Möglichkeit wäre, die Kreuzvalidierungen der 4 Windanalysearten nur für wenige ausgewählte Stationen (z.B. eine Alpenstation und eine Station aus dem Umland der Alpen) für ca. 3000 Termine berechnen zu lassen. Diese statistische Auswertung könnte zwar zeigen, dass die Windanalyse mit Windfingerprint bei Alpenstationen besser funktioniert als bei Alpenumland-Stationen, dies führt jedoch zu keiner Aussage über die allgemeine Verbesserung der Analysequalität in der gesamte Domäne.

Aus Gründen des Rechenaufwandes werden hier nur ausgesuchte Fallbeispiele behandelt, nämlich ein paar Termine von gradientschwachen Strahlungslagen und ein besonders „ungünstiger“ Termin mit Nordstaulage und Bora.

Um die Ergebnisse der Cross Validation nicht durch sehr schwache, lokal geprägte oder umlaufende Winde negativ zu beeinflussen, wurden nur Winddaten von Stationen verwendet, die eine Windgeschwindigkeit von mindestens 2m/s aufwiesen.

### **6.1 Beispiel für einen gradientschwachen Termin (mit Ausprägung einiger mesoskaliger Hitzetiefs über den Alpen, 16.05.2000, 15UTC)**

Wie man in Abbildung 6.1 erkennen kann, handelt es sich hier um einen Termin, bei dem der Bodendruck-Gradient über einen Großteil der Alpendomäne sehr klein ist. Entsprechend der Jahres- und Tageszeit haben sich auf Grund der allgemeinen gradientschwachen Lage einige mesoskalige Hitzetiefs über den Alpen und über dem Dinarischen Gebirge ausgebildet. Diese mesoskaligen Hitzetiefs sind ein Hinweis darauf, dass es sich hier um einen gradientschwachen Strahlungstag handelt. Nur am Südrand der Alpen und insbesondere der Westalpen ist ein schwacher Druckgradient in Nord-Südrichtung zu beobachten. Trotz dieses Druckgradienten in Nord-Südrichtung kann die Verbesserung der Windanalyse durch Verwendung eines Windfingerprints demonstriert werden.

Die Abbildung 6.2 zeigt die Windanalyse für den 10m-Wind, wie sie vom Analysesystem VERAxX (für diesen Termin) bei einer Gitterdistanz von 16km berechnet wird. In den darauf folgenden drei Abbildungen werden die Windanalyse-Ergebnisse für den gleichen Termin und bei der gleichen räumlichen Auflösung, jedoch bei Verwendung des thermischen Windfingerprints (Abbildung 6.3), des aktuellen Windfingerprints (Abbildung 6.4) und des COSMO2-Windfingerprints (Abbildung 6.5) dargestellt. Die Domäne in Abbildung 6.5 entspricht der COSMO2-Domäne.

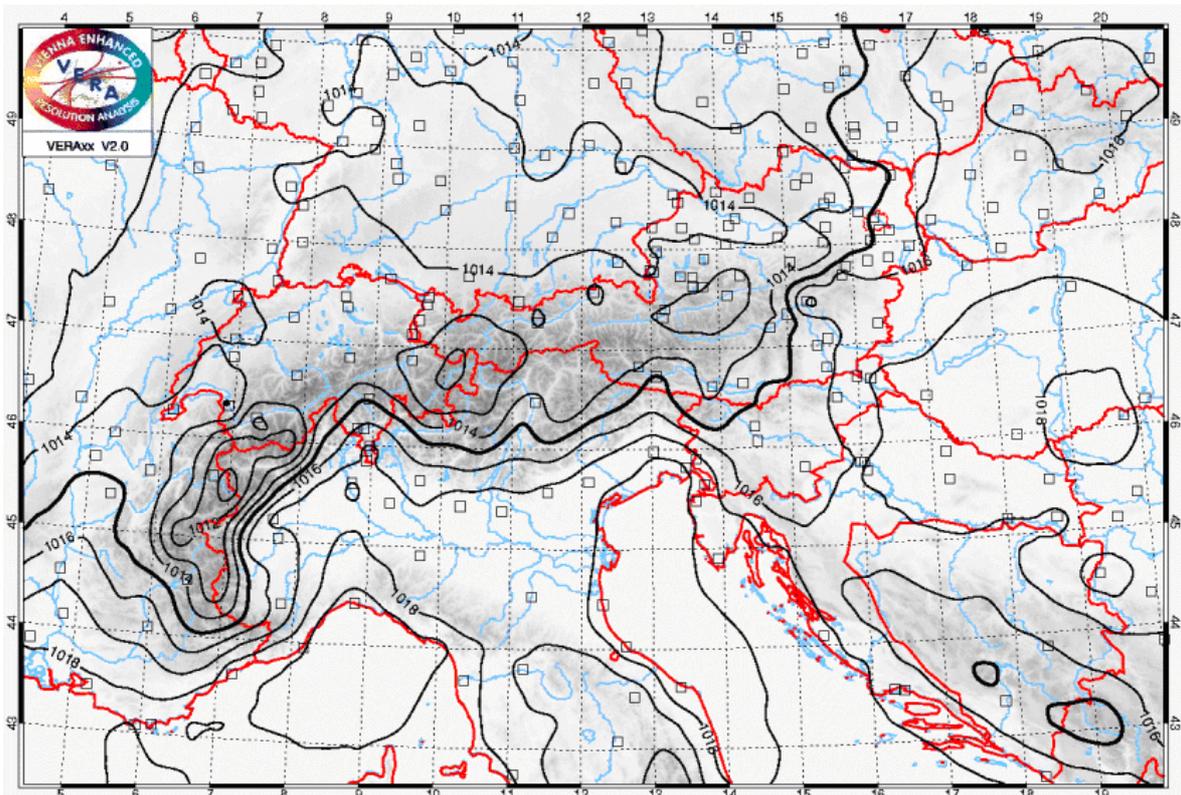


Abbildung 6.1: Bodendruckanalyse (2D-VERAxx) vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Alpendomäne bei 16 km Gitterdistanz. Stationen werden mit Quadraten gekennzeichnet. Der Isobarenabstand beträgt 1hPa. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

Wie man in allen vier Windanalyse-Graphiken der Abbildungen 6.2 bis 6.5 erkennen kann, stimmen die Ergebnisse der Windanalyse (schwarze Pfeile) in der unmittelbaren Nähe der Stationspositionen mit den Stationswindpfeilen (rote Pfeile) gut überein. Wegen der Unterschiede der verwendeten Windfingerprintfelder ergeben sich auch unterschiedliche Muster in den Windanalysen.

Die Gitterdistanz von 16km ist jedoch zu groß, um die Windströmungen innerhalb der Alpentäler erkennen zu können. Aus diesem Grund wurden die vier Windanalysen für diesen Termin nochmals für eine höhere räumliche Auflösung bei einer Gitterdistanz von 2km für die Inntal-Domäne berechnet und in den vier Abbildungen 6.6 bis 6.9 graphisch dargestellt.

Betrachtet man die herkömmliche 2D-VERAxx-Windanalyse ohne Windfingerprint bei einer Gitterdistanz von 2km in der Inntal-Domäne (Abbildung 6.6), so sieht man deutlich, dass diese Windanalyse ohne Berücksichtigung der orographischen Gegebenheiten (Täler und Berge) berechnet wurde. Das Muster der Windanalyse gleicht dem Muster einer bilinearen Interpolation (oder Extrapolation) der vorhandenen Stationswindwerte auf jeden Gitterpunkt der Domäne. Die typische Talwind-Strömung, die man am Nachmittag eines gradientschwachen Strahlungstages im Inntal und seinen Seitentälern beobachten kann, wird in der Abbildung 6.6 zwar durch die beiden Stationen Innsbruck und Kufstein bestätigt, jedoch ist in dieser Graphik kein typisches Muster der Talwind-Strömung innerhalb der Täler erkennbar.

In der Abbildung 6.7 ist die Graphik der Windanalyse bei Verwendung des thermischen Windfingerprints und einer Gitterdistanz von 2km für die Inntal-Domäne zu sehen. Die Strömungsmuster innerhalb des Inntals und seiner Seitentäler (Zillertal, Stubaital, Wipptal, Ötztal, Pitztal) in der Abbildung 6.7 gleichen schon eher dem, was man für einen Nachmittag eines gradientschwachen Strahlungstages erwarten würde. Ob die Windverteilung in den übrigen Gebieten dieser Domäne realistisch ist, lässt sich schwer sagen.

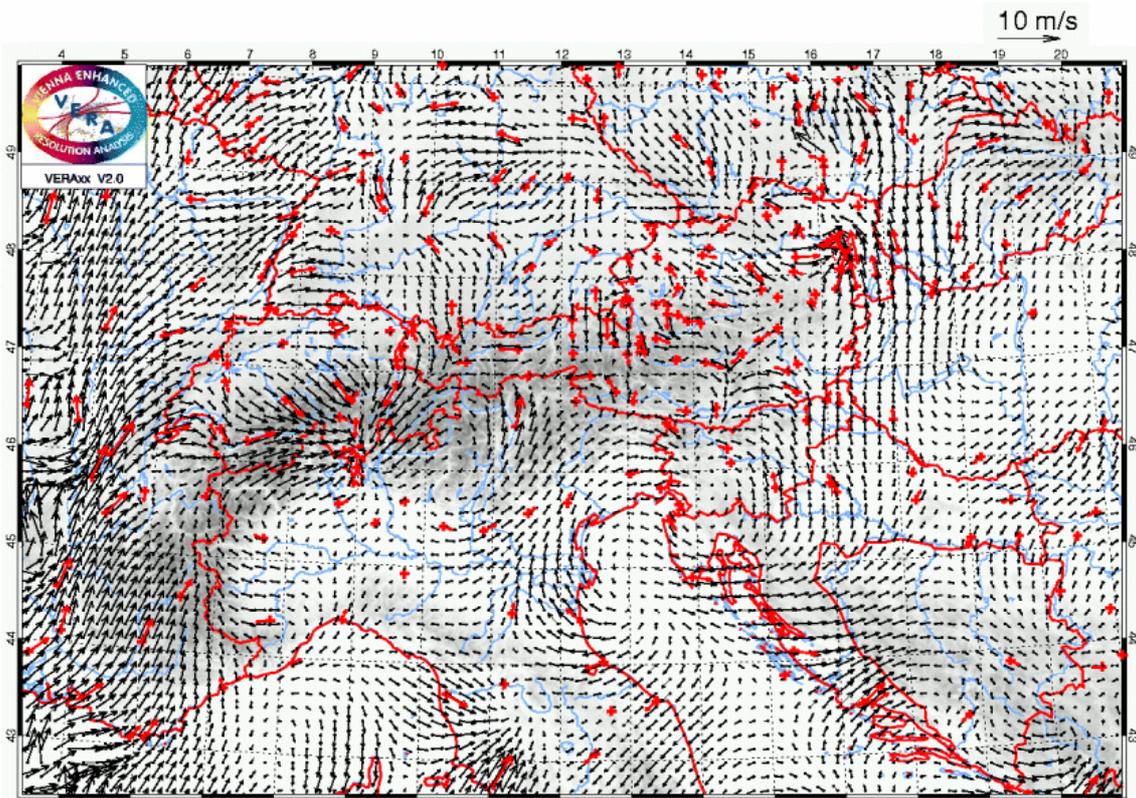


Abbildung 6.2: 10m-Windanalyse **ohne Verwendung eines Windfingerprints** (herkömmliche 2D-VERAxx-Windanalyse) vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Alpendomäne bei 16km Gitterdistanz. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

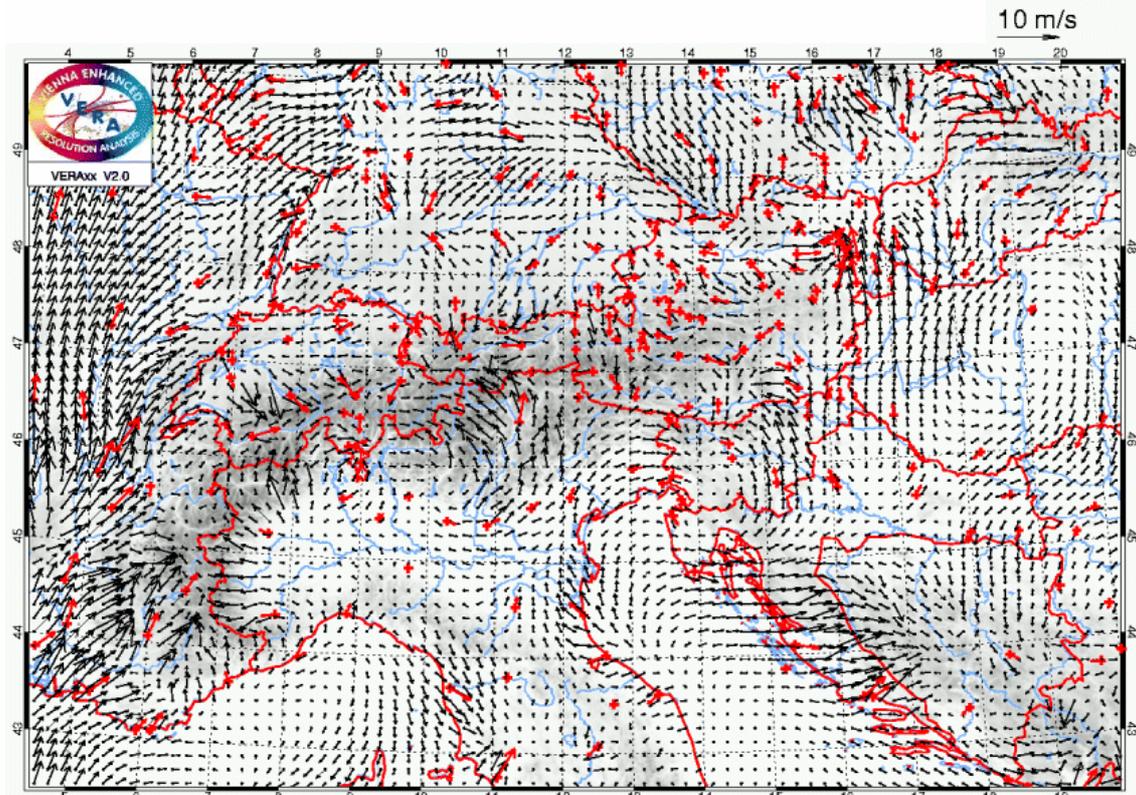


Abbildung 6.3: 10m-Windanalyse vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Alpendomäne bei 16km Gitterdistanz **und Verwendung des thermischen Windfingerprints**. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

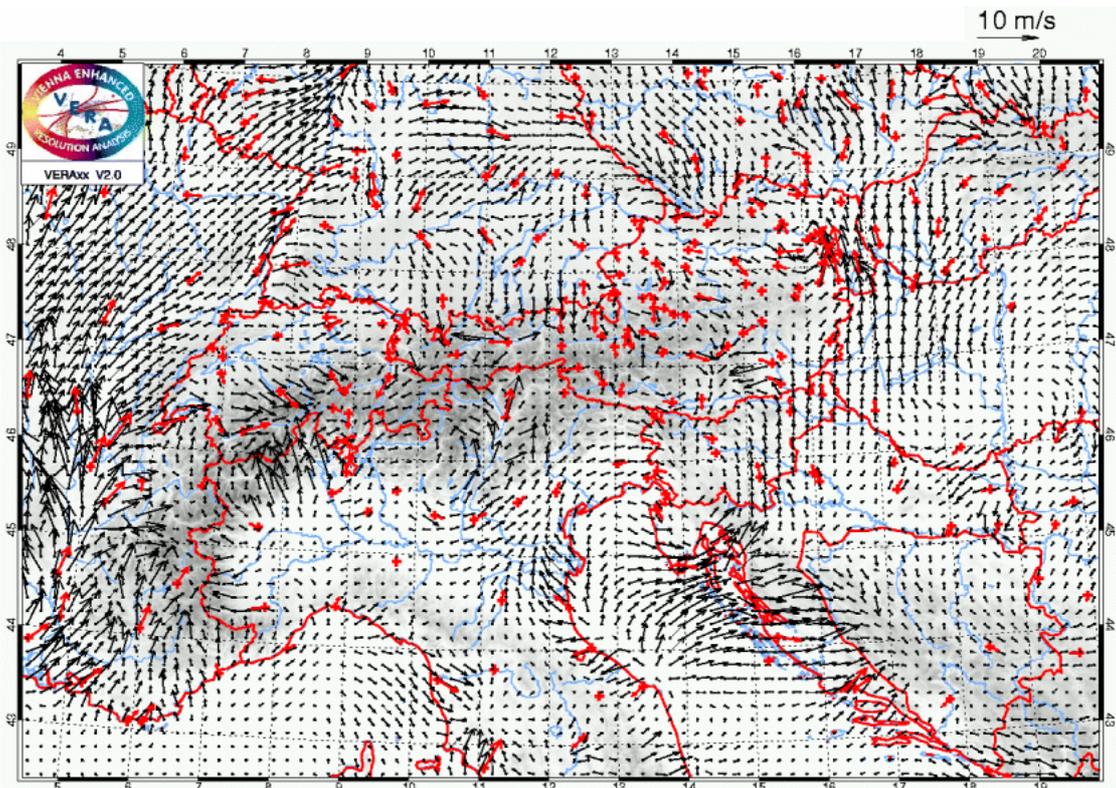


Abbildung 6.4: 10m-Windanalyse vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Alpendomäne bei 16km Gitterdistanz und Verwendung des aktuellen Windfingerprints. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

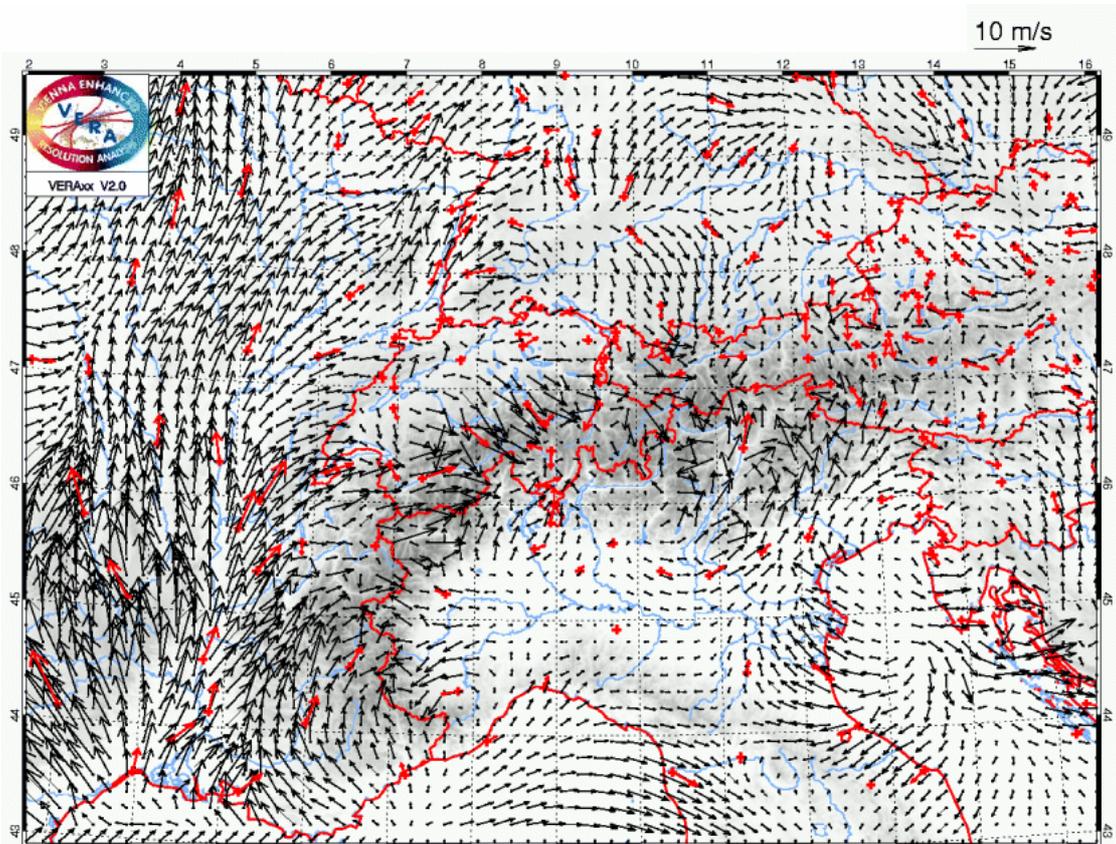


Abbildung 6.5: 10m-Windanalyse vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die COSMO2-Domäne bei 16km Gitterdistanz und Verwendung des COSMO2-Windfingerprints. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

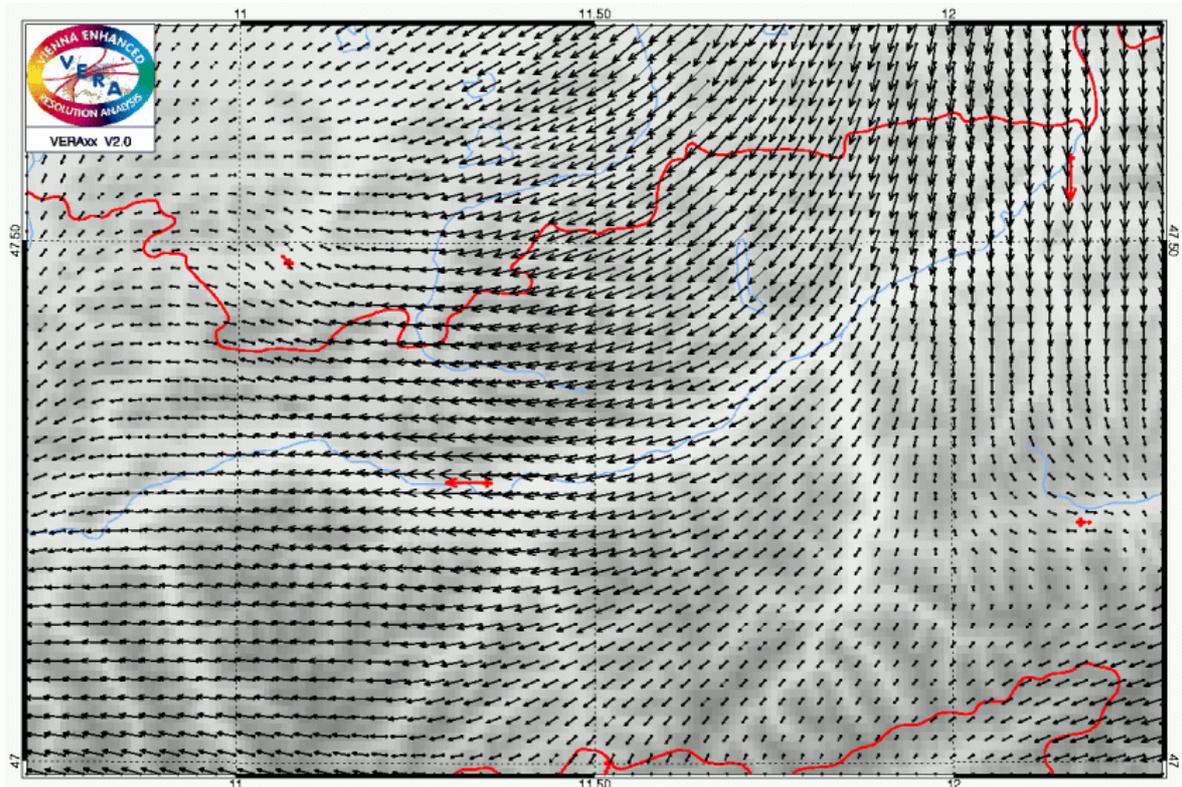


Abbildung 6.6: 10m-Windanalyse **ohne Verwendung eines Windfingerprints** (herkömmliche 2D-VERAXX-Windanalyse) vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Inntal-Domäne bei 2km Gitterdistanz. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

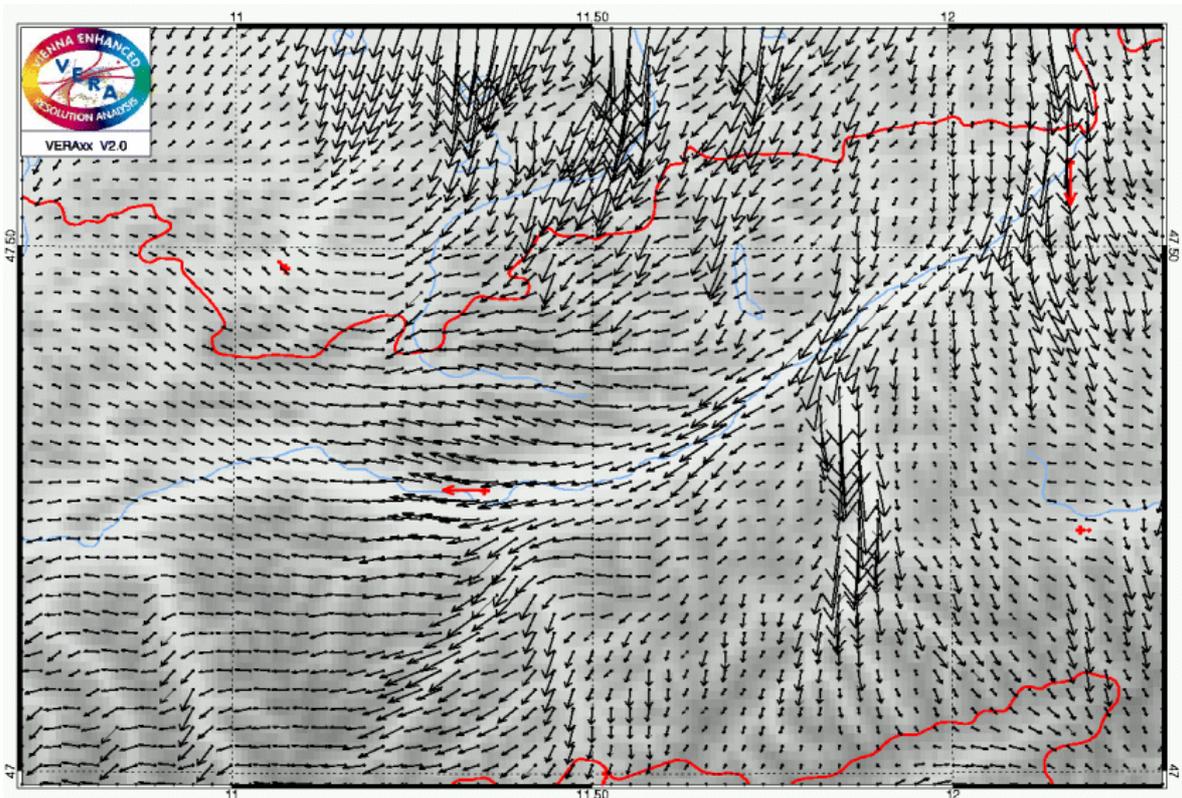


Abbildung 6.7: 10m-Windanalyse vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Inntal-Domäne bei 2km Gitterdistanz **und Verwendung des thermischen Windfingerprints**. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

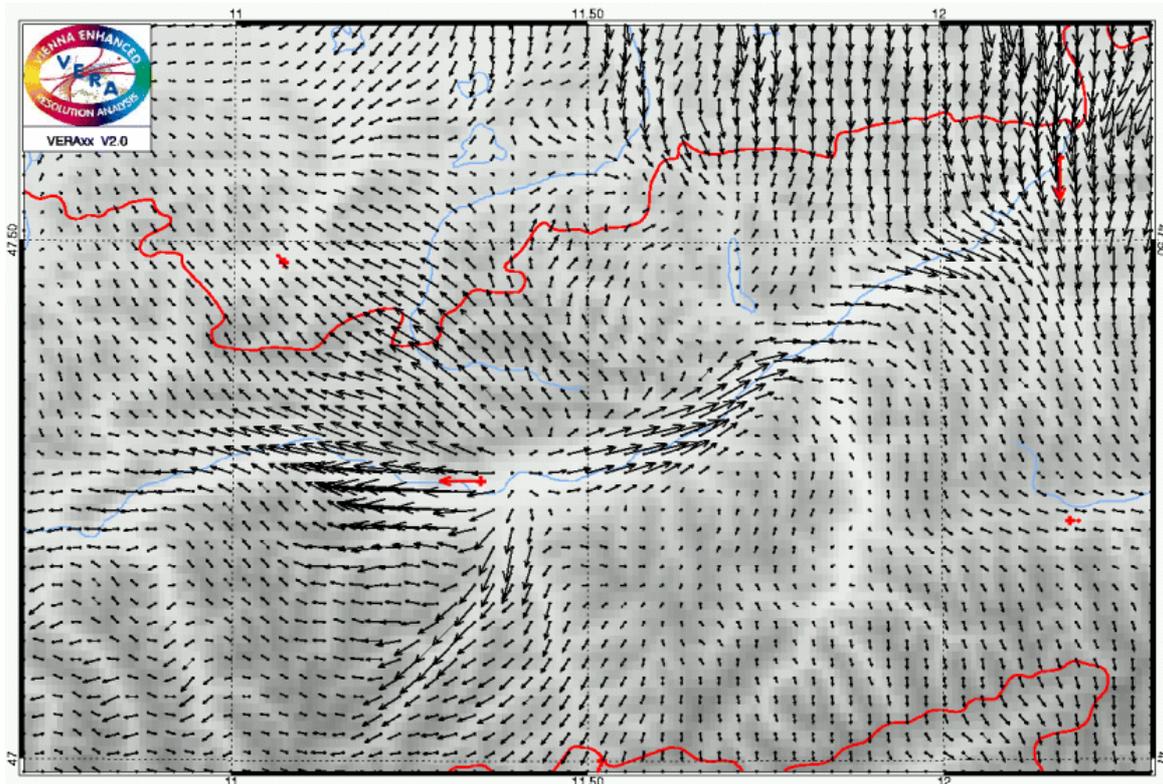


Abbildung 6.8: 10m-Windanalyse vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Inntal-Domäne bei 2km Gitterdistanz und Verwendung des **aktuellen Windfingerprints**. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

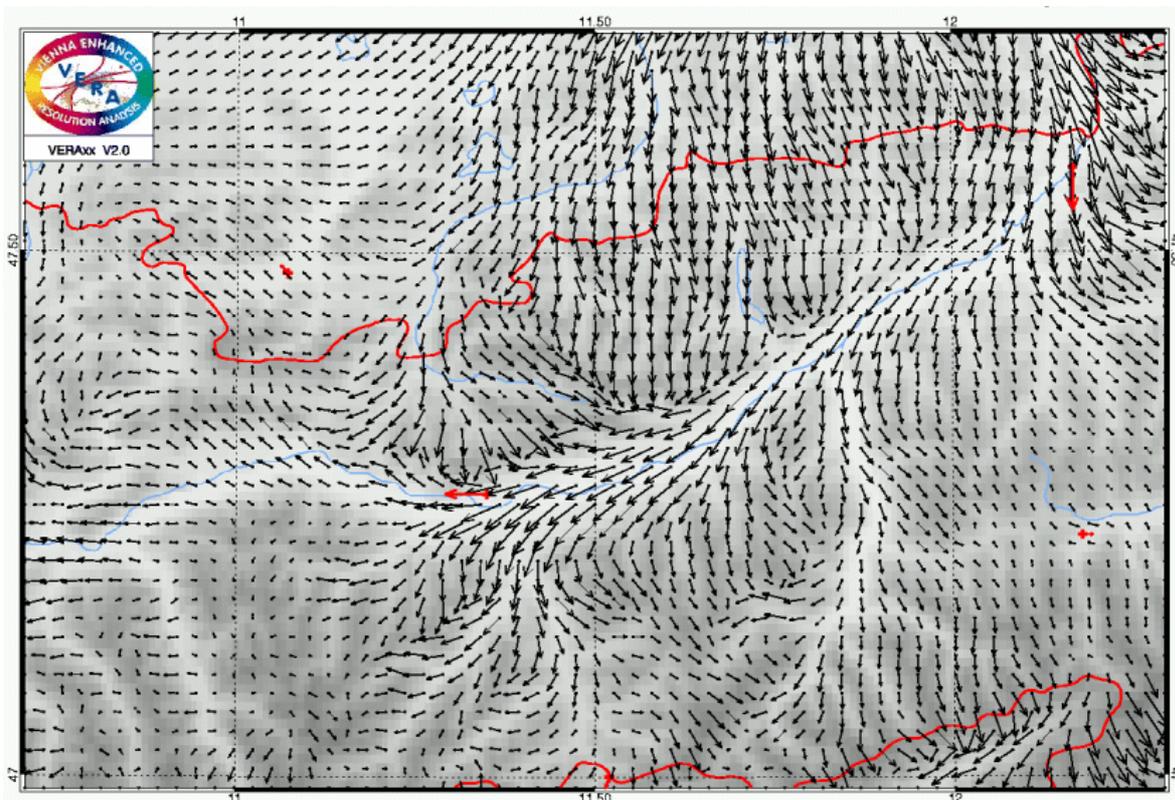


Abbildung 6.9: 10m-Windanalyse vom Termin 16.5.2000, 15UTC für die Inntal-Domäne bei 2km Gitterdistanz und Verwendung des **Cosmo2-Windfingerprints**. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

Die Abbildung 6.8 zeigt die Windanalyse bei Verwendung des aktuellen Windfingerprints für die Inntal-Domäne bei einer Gitterdistanz von 2km. In dieser Windanalysen-Graphik ist eine horizontale Divergenz innerhalb des Inntals in der Nähe von Innsbruck zu erkennen. Dieses offensichtlich unrealistische Windfeldmuster hat die Ursache darin, dass der aktuelle Windfingerprint von der Bodendruckanalyse des aktuellen Termins abgeleitet wird (Kapitel 5.5). In der Bodendruckanalyse, die in Abbildung 6.1 zu sehen ist, erkennt man ein Druck-Minimum mit einer kreisförmigen Isobare bei der Station Innsbruck und ein Weiteres bei der Station Kufstein. Jede Druckanalyse hängt natürlich auch von der räumlichen Stationsverteilung und der Stationsdichte ab.

Bei der Berechnung des aktuellen Windfingerprints für diesen Termin wird ja nach der orographischen Gewichtung des Druckfeldes das antitriptische Windfeld berechnet, welches dann wiederum orographisch gewichtet wird, um das aktuelle Windfingerprint-Feld zu erhalten (Kapitel 5.5). Aus dem Druck-Minimum im Bereich von Innsbruck entsteht bei der Berechnung des antitriptischen Windfeldes und damit des aktuellen Windfingerprint-Feldes zunächst das Windfeld-Muster einer horizontalen Konvergenz im Bereich von Innsbruck. Da die Station Innsbruck westlich des Tiefdruck-Minimums liegt und der Stationswindvektor nach Westen zeigt, also im Sinne einer horizontalen Divergenz (und nicht Konvergenz) aus dem Zentrum des Druck-Minimums herauszeigt, ist der Windfingerprint-Vektor und der Stationswindvektor nahezu entgegengesetzt, wodurch der Faktor  $c$  an dieser Stelle negativ wird. Der negative Faktor  $c$  bewirkt, dass in diesem Gebiet nicht das Windfeldmuster des aktuellen Windfingerprints (mit horizontaler Konvergenz im Bereich von Innsbruck) „aufgeprägt“ wird, sondern das genau entgegengesetzte Windfeldmuster, nämlich eine horizontale Divergenz im Bereich von Innsbruck.

Die Vermeidung dieses ungewollten Artefakts der kleinräumigen Divergenzen und Konvergenzen im aktuellen Windfingerprint könnte man eventuell durch eine zusätzliche Glättung der Bodendruckanalyse erreichen. Dabei ist aber zu bedenken, dass bei jeder Glättung eines Daten-Feldes auch wertvolle Informationen verloren gehen.

Die letzte Windanalysen-Graphik für den hier beschriebenen Termin zeigt die Abbildung 6.9. Hierbei handelt es sich um eine Windanalyse in der Inntal-Domäne bei einer Gitterdistanz von 2km und Verwendung des COSMO2-Windfingerprints. Das analysierte Windfeld zeigt nicht nur eine gute Übereinstimmung der Stationswindvektoren mit den analysierten Windvektoren an den Stationspositionen, sondern auch eine realistische Windströmung entlang des Inntales und seiner Seitentäler.

Die Windanalyse-Graphiken geben erste Hinweise darauf, wie gut die Windanalyse-Methode funktioniert. Ob es durch die Verwendung der drei verschiedenen Windfingerprintfelder zu einer Verbesserung der Analysequalität kommt, kann jedoch allein durch die Betrachtung der Windanalyse-Graphiken nicht sicher beurteilt werden. Dies ist nur mit Hilfe einer objektiven statistischen Methode wie der Cross Validation möglich.

Die Ergebnisse der Cross Validation für diesen Termin sind in Abbildung 6.10 dargestellt. Dabei werden nicht nur die vier verschiedenen Windanalysen untereinander verglichen, sondern auch, ob die Qualität der Windanalysen innerhalb oder außerhalb der Alpen höher ist. Um die Ergebnisse der Cross Validation der vier verschiedenen Windanalysen vergleichbar zu machen, wird die COSMO2-Domäne als gemeinsame Domäne herangezogen.

Als Maß für die Qualität einer Windanalyse dient zunächst der mittlere Betrag der Vektordifferenz (MBdVD) zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen hininterpolierten analysierten Windvektoren (Kapitel 5.4.2). Je kleiner der mittlere Betrag der Vektordifferenz ist, desto besser stimmen die analysierten Windvektoren mit den Stationswindvektoren überein.

Wie schon in Kapitel 5.4.1 beschrieben, wird jeweils eine Station von der Windanalyse ausgenommen, die Windanalyse bei Verwendung aller sonst in der Domäne zur Verfügung stehenden Stationswindwerte berechnet, der analysierte Windvektor an der Stationsposition der ausgenommenen Station aus den vier umliegenden Analyse-Gitterpunktwerten durch bilineare Interpolation bestimmt

und dieser Windvektor mit dem ursprünglich ausgenommenen Stationswindvektor verglichen. Auf diese Weise lässt sich feststellen, inwieweit die Windanalyse in der Lage ist, fehlende Windmeldungen (z.B. von nicht vorhandenen Stationen) durch eine Kombination von Wind-Informationen aus der Umgebung und dem Wissen über den Einfluss der Orographie zu ersetzen. Mit anderen Worten ausgedrückt: Es wird überprüft, wie gut die Windanalyse Windinformationen von datenreichen in datenarme Gebiete übertragen kann.

Vergleicht man den MBdVD zwischen den vier Windanalysen für Stationen innerhalb der Alpen (Abbildung 6.10 Mitte), so sieht man, dass alle drei Windanalysen mit Windfingerprint einen geringeren Wert des MBdVD aufweisen als die Windanalyse ohne Windfingerprint. Das Ergebnis der Cross Validation für diesen Termin bedeutet, dass die Qualität der Windanalyse mit thermischen Windfingerprint höher ist als die der Windanalyse ohne Windfingerprint, die der Windanalyse mit aktuellem Windfingerprint höher als die mit thermischem Windfingerprint, und die der Windanalyse mit Cosmo2-Windfingerprint am höchsten ist.

Betrachtet man die Werte des MBdVD von Stationen im Umland der Alpen (Abbildung 6.10 rechts), so sieht man eine Verschlechterung der Qualität von Windanalysen mit Windfingerprint gegenüber der Windanalyse ohne Windfingerprint. Bei Verwendung aller Stationen der gesamten Domäne (Abbildung 6.10 links) ergibt sich nur für die Windanalyse mit COSMO2-Windfingerprint eine leichte Verbesserung der Analysequalität gegenüber der Windanalyse ohne Windfingerprint.

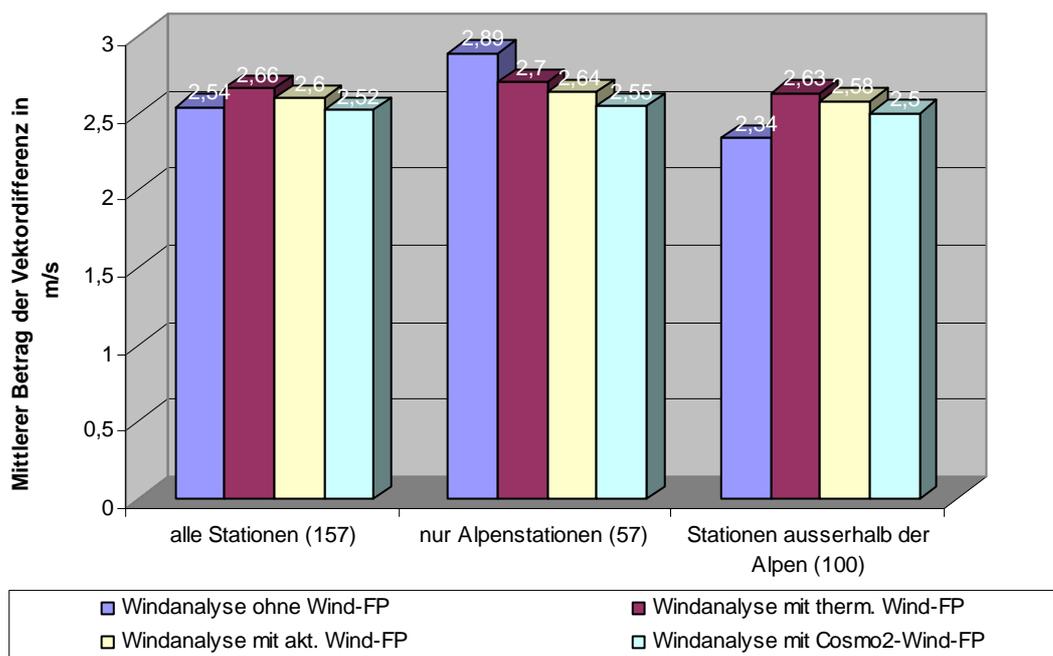


Abbildung 6.10: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 16.5.2000, 15UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Vektordifferenz** (MBdVD) zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Je kleiner der MBdVD ist, desto besser stimmen die analysierten Windvektoren mit den Stationswindvektoren überein. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

Verwendet man als Qualitätsmaß der Windanalyse anstatt des MBdVD die mittlere Windgeschwindigkeitsdifferenz (MGD) zwischen den Windgeschwindigkeiten an den Stationen und den Windgeschwindigkeiten der an die Stationspositionen interpolierten Windanalysevektoren (Kapitel 5.4.2), so sieht das Ergebnis der Cross Validation für den hier beschriebenen Termin wesentlich besser aus (Abbildung 6.11).

Die MGD gibt an, wie groß durchschnittlich der Unterschied zwischen den gemessenen und analysierten Windgeschwindigkeiten an den Stationspositionen ist. Je kleiner der Wert der MGD ist, desto besser ist die Windanalyse in der Lage, die Windgeschwindigkeiten von den an der Windanalyse nicht beteiligten Stationen zu reproduzieren.

In der Abbildung 6.11 sieht man, dass alle Werte der MGD der drei Windanalysen mit Windfingerprint deutlich kleiner sind als die der Windanalyse ohne Windfingerprint. Das würde bedeuten, dass (bei diesem Termin) alle Windanalysen mit Windfingerprint besser funktionieren als die Windanalyse ohne Windfingerprint.

Interessant ist auch, dass bei allen vier Windanalysen (mit und ohne Windfingerprint) die Werte der MGD bei inneralpinen Stationen größer sind als bei Stationen außerhalb der Alpen (Abb. 6.11 Mitte). Dies ist wohl auf die komplexe Geländestruktur der Alpen zurückzuführen, die generell jede Art der Windanalyse schwierig macht.

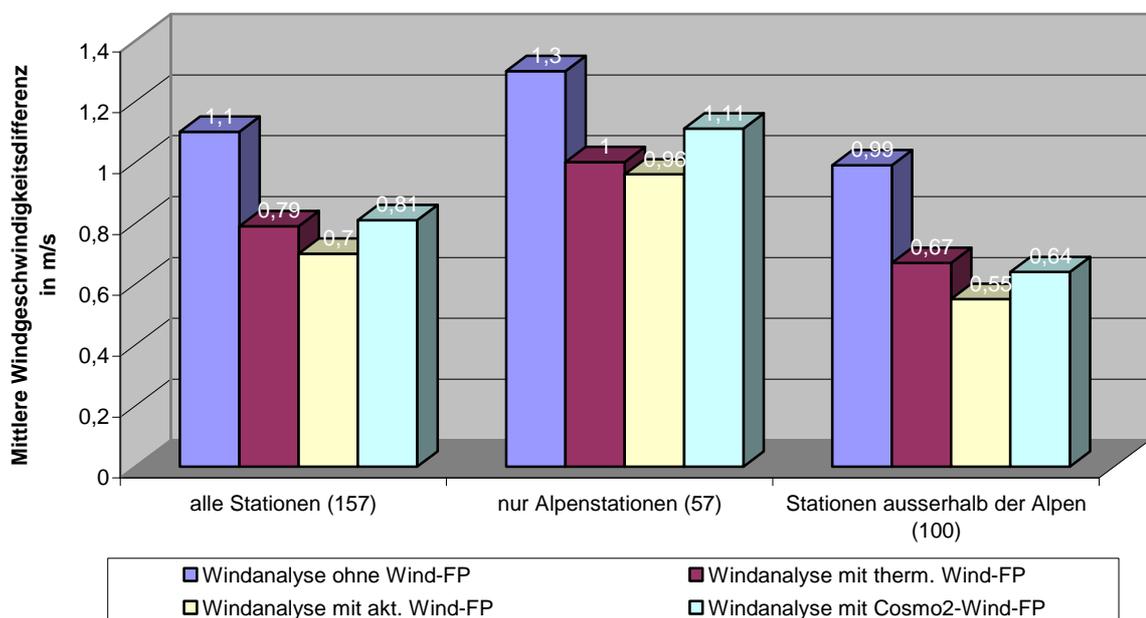


Abbildung 6.11: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 16.5.2000, 15UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird die **mittlere Windgeschwindigkeitsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

Zu beachten ist auch, dass (bei diesem Termin) die Werte der MGD ungefähr 1m/s betragen. Bei einer durchschnittlichen Windgeschwindigkeit an den Stationen von etwa 3 m/s würde das eine mittlere Windgeschwindigkeits-Abweichung zwischen Stationswind und analysiertem Wind von etwa 30% bedeuten. In der Abbildung 6.12 sind die mittlere Windgeschwindigkeit an den Stationen und die mittleren analysierten Windgeschwindigkeitswerte an den Stationspositionen (für die vier verschiedenen Windanalysen) dargestellt. Betrachtet man z.B. die Werte der mittleren Windgeschwindigkeit (MWG) bei Einbeziehung aller Stationen der gesamten Domäne (Abbildung 6.12 links), so sieht man, dass die MWG an den Stationen 3,32 m/s beträgt, während die MWG an den Stationspositionen bei der Windanalyse ohne Windfingerprint nur 2,22 m/s beträgt. Das bedeutet, dass die herkömmliche 2D-VERAxx-Windanalyse die Windgeschwindigkeit bei diesem Termin um durchschnittlich 33% unterschätzt. Innerhalb der Alpen werden (bei diesem Termin) die Windgeschwindigkeiten bei der Windanalyse ohne Windfingerprint sogar um fast 40% unterschätzt.

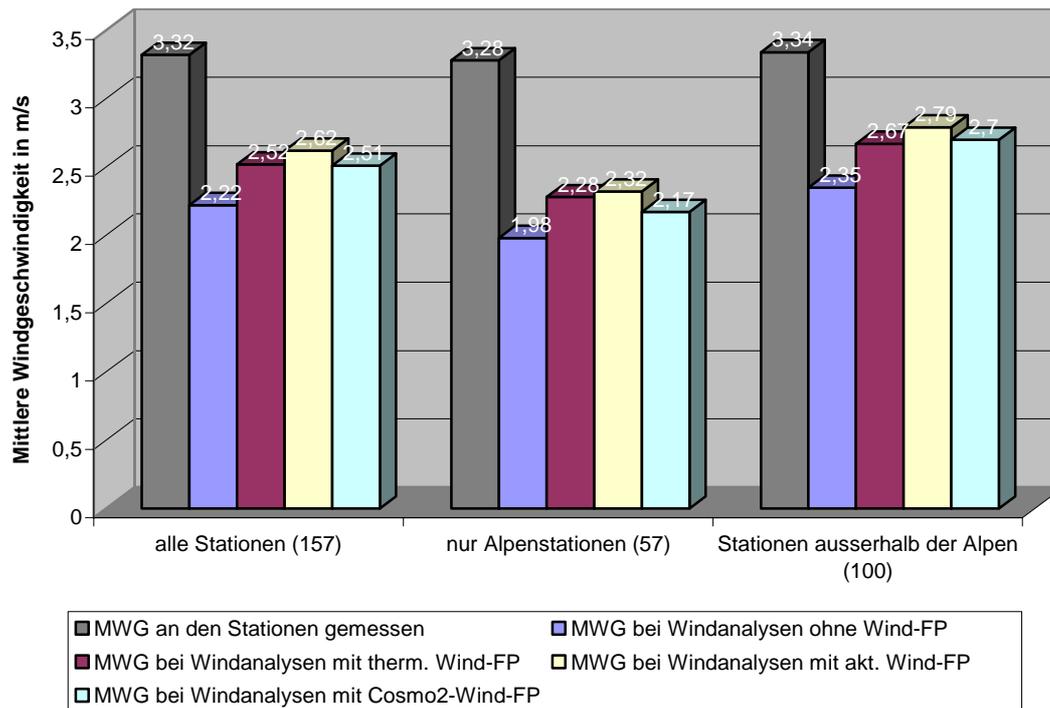


Abbildung 6.12: Vergleich der **mittleren Windgeschwindigkeiten** der vier verschiedenen Windanalysen an den Stationspositionen mit der mittleren Windgeschwindigkeit der Stationsmesswerte für den Termin 16.5.2000, 15UTC. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

Wie man in Abbildung 6.12 sehen kann, ist die Unterschätzung der Windgeschwindigkeit bei Windanalysen mit Windfingerprint etwas geringer als bei der Windanalyse ohne Windfingerprint, was wiederum für den Einsatz von Windfingerprintfelder spricht. Trotzdem ist die Unterschätzung der Windgeschwindigkeit bei allen vier Windanalysen wesentlich größer, als erwartet. Das Problem der Windgeschwindigkeits-Unterschätzung ist jedoch keine Eigenheit des Analyse-Systems VERAxX, sondern ist ein Problem, das wahrscheinlich bei allen Windanalyse-Systemen vorkommt.

Die Windgeschwindigkeits-Unterschätzung durch Windanalysen entsteht dadurch, dass innerhalb der gesamten Domäne im Stationswindfeld immer Konvergenzen oder Divergenzen vorkommen. Liegen zwischen Stationen, deren Stationswindvektoren eine horizontale Konvergenz bzw. Divergenz bilden, ein oder mehrere Gitterpunkte, so werden durch die Analyse der vektoriellen Größe Wind die Länge der Windvektoren und damit die Windgeschwindigkeit an den Gitterpunkten zwischen den Stationen zwangsläufig kleiner. Würde man bei gleicher Stations- und Gitterpunkts-Konstellation und bei gleichem Stationswindfeld nur die skalare Größe Windgeschwindigkeit (skalar) analysieren, so ergäbe sich keine Windgeschwindigkeits-Unterschätzung. Da bei der Cross Validation immer eine Station von der Windanalyse ausgeschlossen wird, so wird der Windgeschwindigkeitswert (Länge des analysierten Windvektors) an dieser Stationsposition durch die Konvergenz bzw. Divergenz des Stationswindfeldes der umgebenden Stationen immer unterschätzt werden, da die horizontale Divergenz in fast keinem Bereich der gesamten Domäne Null beträgt.

Ein weiteres Maß für die Qualität der Windanalyse ist der mittlere Betrag der Windrichtungsdifferenz (MBdRD, Kapitel 5.4.2). Die Abbildung 6.13 zeigt die Ergebnisse der Cross Validation der vier unterschiedlichen Windanalysen für den hier beschriebenen Termin an Hand dieses Maßes. Je kleiner der MBdRD (durchschnittliche Windrichtungsabweichung) ist, desto weniger unterscheiden sich die Richtungen des analysierten und gemessenen Windes an den Stationen.

Die durchschnittliche Windrichtungsabweichung zwischen gemessenem und analysiertem Wind beträgt bei diesem Termin (Abbildung 6.13) bei allen vier Windanalysen ca. 50 Grad. Auch dieser Wert ist höher als erwartet. In Abbildung 6.13 ist aber auch zu sehen, dass bei allen drei Windanalysen

mit Windfingerprint der MBdRD im Mittel über alle Stationen und besonders im Alpengebiet kleiner ist als bei der Windanalyse ohne Windfingerprint. Somit ist auch in diesem Ergebnis ein positiver Effekt durch die Verwendung von Windfingerprints zu erkennen.

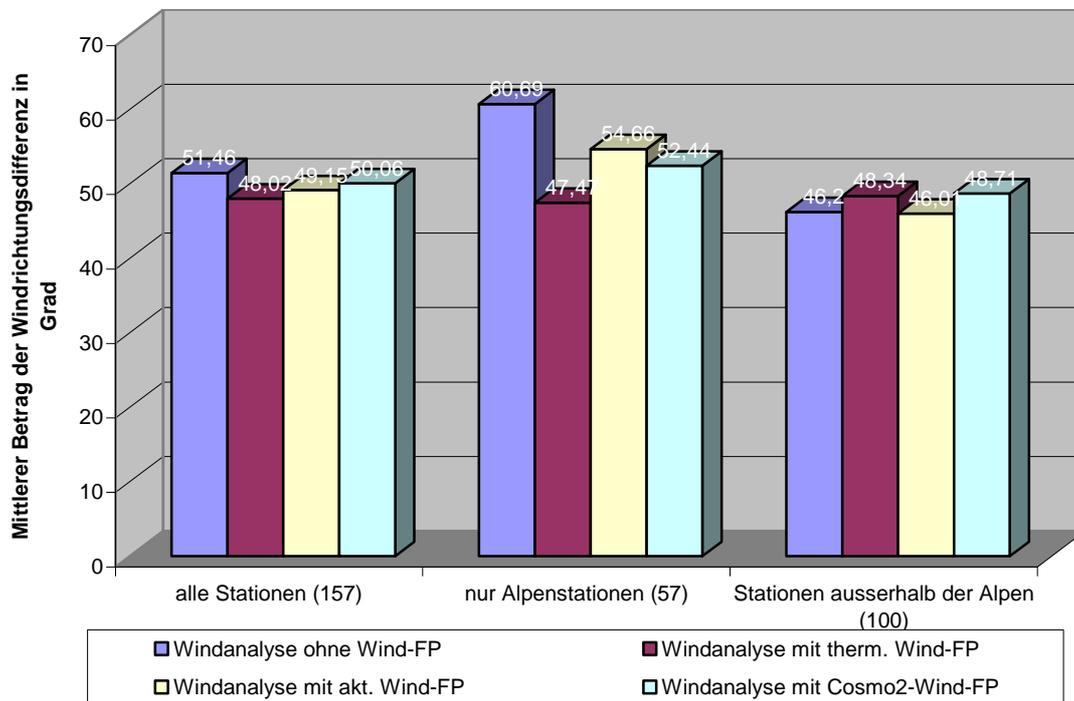


Abbildung 6.13: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 16.5.2000, 15UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Windrichtungsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

## 6.2 Termin 31.7.2000, 03UTC

Auch dieser Termin liegt innerhalb eines gradientschwachen Strahlungstages. Um die Beschreibung dieses Beispiels abzukürzen, werden hier keine Analyse-Graphiken, sondern nur die Ergebnisse der Kreuzvalidierungen für alle vier verschiedenen Windanalysen gezeigt.

Das erste Ergebnis der Kreuzvalidierungen für diesen Termin ist in der Abbildung 6.14 mit einer Graphik des MBdVD zu sehen. Man erkennt, dass der größte positive Effekt der Windfingerprints wieder (wie beim vorigen Termin-Beispiel) vor allem innerhalb der Alpen eintritt (Abbildung 6.14 Mitte). Bezieht man alle Stationen der gesamten Domäne in die Berechnung des MBdVD ein (Abbildung 6.14 links), so erkennt man zwar eine leichte Verbesserung der Windanalyse-Qualität bei Verwendung des thermischen Windfingerprints und des Cosmo2-Windfingerprints, bei Verwendung des aktuellen Windfingerprints entsteht jedoch eine leichte Verschlechterung.

Betrachtet man die Ergebnisse der Cross Validation für diesen Termin im Bezug auf die Werte der mittleren Windgeschwindigkeitsdifferenz (Abbildung 6.15) und dem mittleren Betrag der Windrichtungsdifferenz (Abbildung 6.16), so erkennt man bei allen Windanalysen mit Windfingerprint eine höhere „Treffsicherheit“ (Windanalysequalität) als bei der Windanalyse ohne Windfingerprint.

Die Mittleren Windrichtungsabweichungen (MBdRD) sind bei diesem Termin, besonders für die Windanalyse ohne Windfingerprint für die zwanzig inneralpinen Stationen mit Werten von ca. 70 Grad überraschend groß.

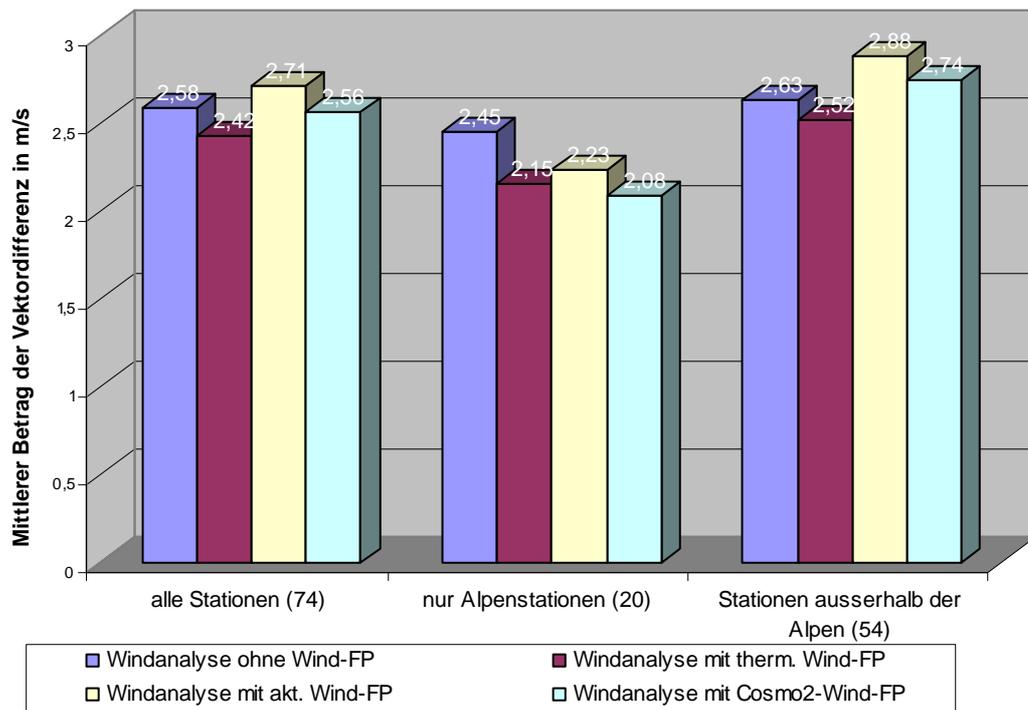


Abbildung 6.14: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 31.7.2000, 03UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Vektordifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Je kleiner der mittlere Betrag der Vektordifferenz ist, desto besser stimmen die analysierten Windvektoren mit den Stationswindvektoren überein. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

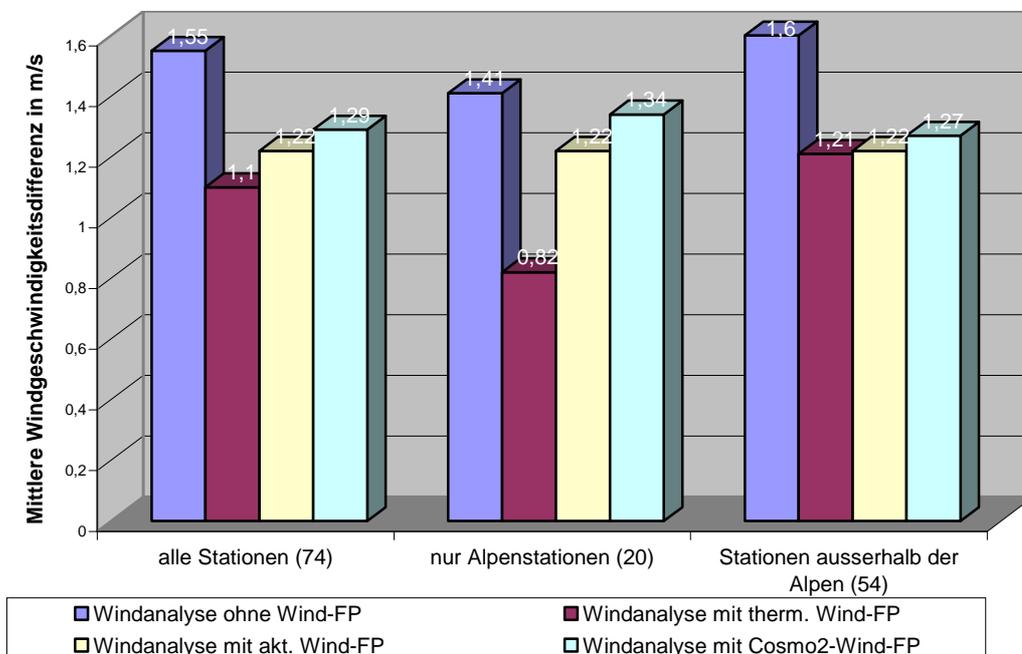


Abbildung 6.15: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 31.7.2000, 03UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird die **mittlere Windgeschwindigkeitsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

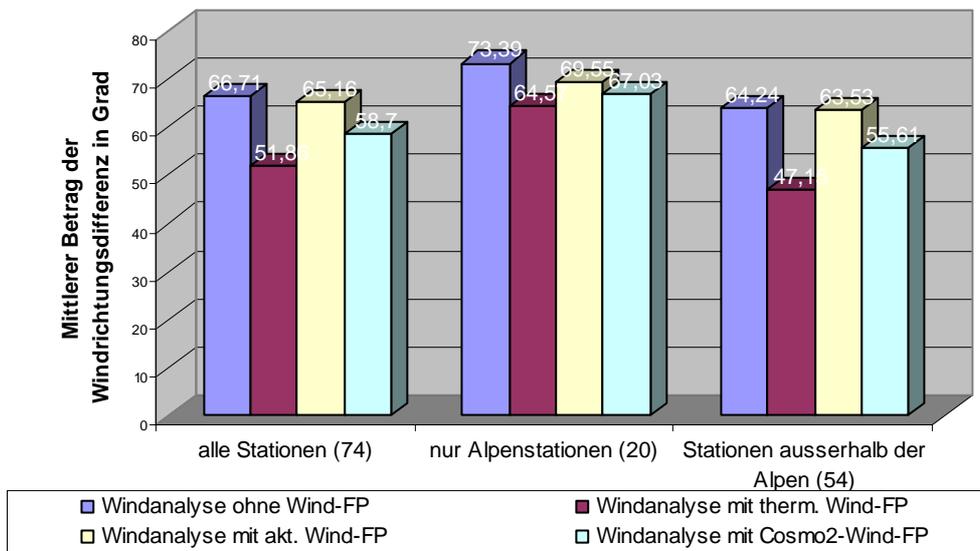


Abbildung 6.16: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 31.7.2000, 03UTC. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Windrichtungsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

### 6.3 Termin 20.6.1998, 03UTC

Hier handelt es sich ebenfalls um einen Termin eines gradientschwachen Strahlungstages. Interessant ist bei diesem Termin, dass im Mittel über alle Stationen der gesamten Domäne eine Verbesserung der Windanalyse durch die Verwendung aller drei unterschiedlichen Windfingerprints gegenüber der Windanalyse ohne Windfingerprint zu beobachten ist (Abb. 6.17 links, Abb. 6.18 links und Abb. 6.19 links). Nur die Werte der mittleren Windrichtungsabweichung sind für Stationen innerhalb der Alpen relativ hoch (Abbildung 6.19 Mitte), während die Werte der mittleren Windrichtungsabweichung außerhalb der Alpen auf eine Verbesserung der Windanalyse mit Windfingerprint hindeuten (Abbildung 6.19 rechts).

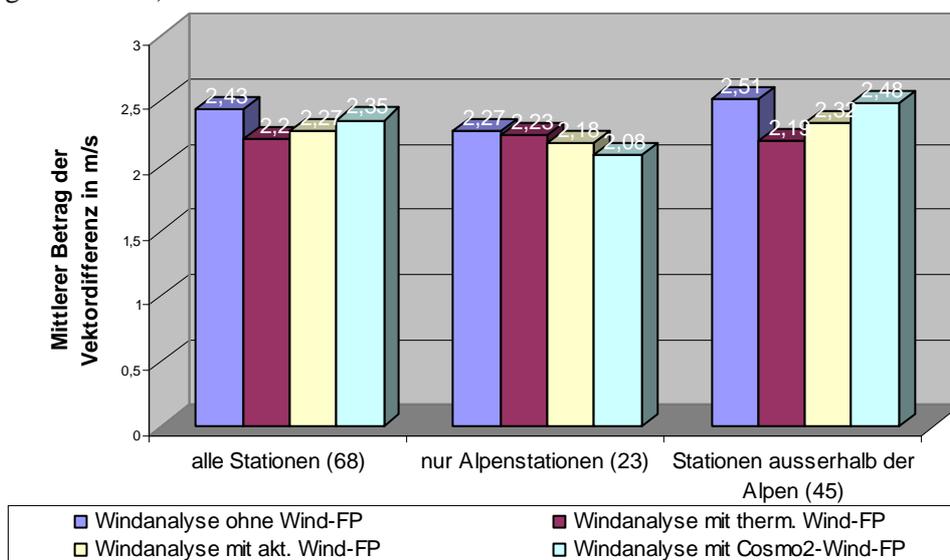


Abbildung 6.17: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 20.6.1998, 03UTC. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Vektordifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Je kleiner der mittlere Betrag der Vektordifferenz ist, desto besser stimmen die analysierten Windvektoren mit den Stationswindvektoren überein. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

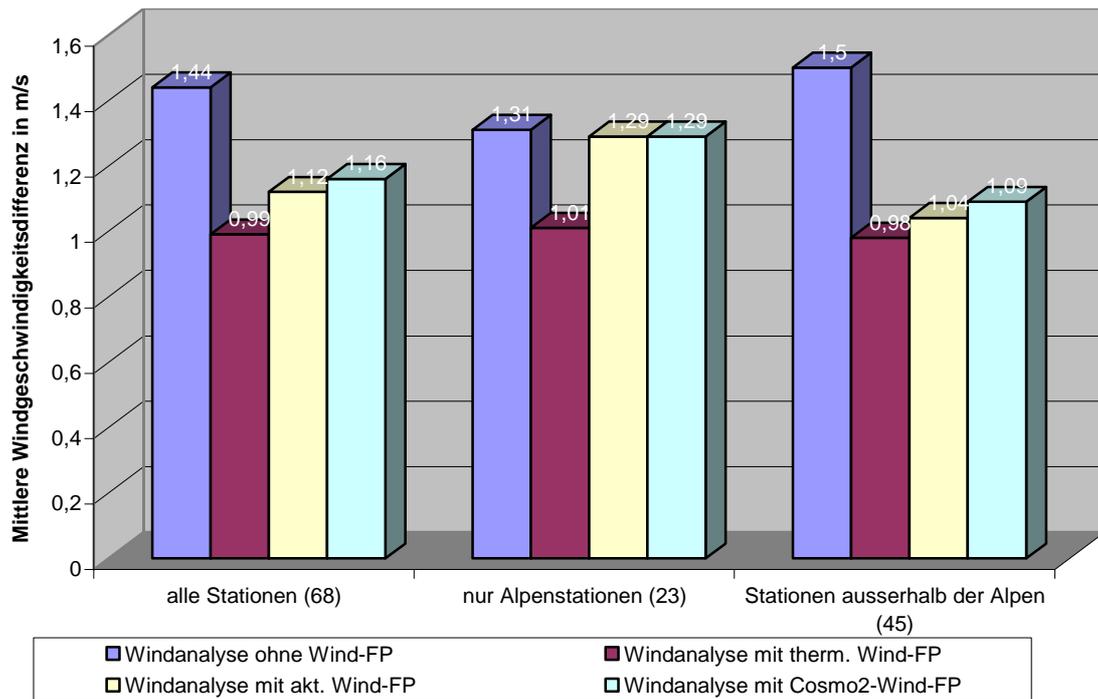


Abbildung 6.18: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 20.6.1998, 03UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird die **mittlere Windgeschwindigkeitsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

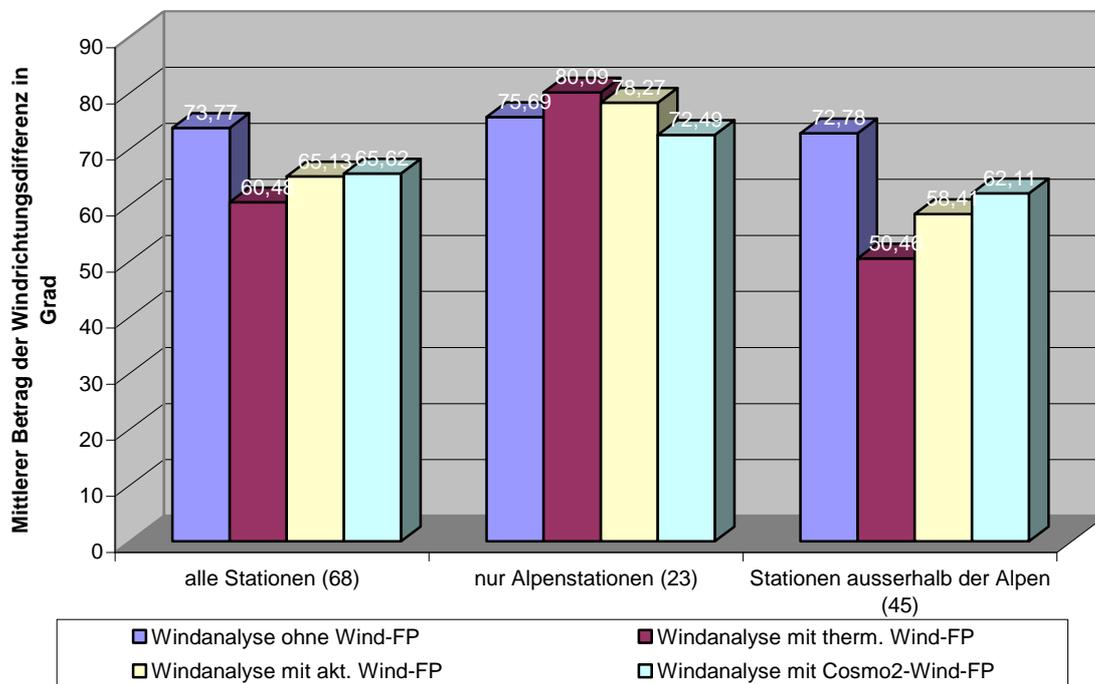


Abbildung 6.19: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 20.6.1998, 03UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Windrichtungsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

#### 6.4 Beispiel für einen Termin mit starkem Druckgradient (Nordstauage und Bora, 20.12.1999, 15UTC)

An Hand dieses Termins soll überprüft werden, wie die drei Windanalysen mit Windfingerprint auf eine Wetterlage mit starkem Druckgradient reagieren. Der thermische Windfingerprint und der COSMO2-Windfingerprint wurden entwickelt, um das typische Windfeld-Muster im Bereich der Alpen an gradientschwachen Strahlungstagen, also an Tagen, an denen mit Berg-Talwind-Zirkulation zu rechnen ist, zu „modellieren“ und dieses a priori -Wissen bei entsprechend gradientschwachen Wettersituationen in die Windanalyse einfließen zu lassen.

Wird eine Windanalyse mit einem Windfingerprint, der das typische Windfeldmuster eines gradientschwachen Strahlungstages enthält, für eine Wettersituation wie zum Beispiel einer Nordstauage (mit starkem Druckgradient) berechnet, so sollte das Windfeldmuster des Windfingerprints im Stationswindfeld nicht oder nur sehr schwach „erkannt werden“. Dieser Termin ist somit ein Beispiel für eine „besonders ungünstige“ Wetterlage für die hier verwendeten Windfingerprints.

In der Abbildung 6.20 ist die Bodendruckanalyse für den 20.12.1999, 15UTC für den Alpenraum dargestellt. Die Wetterlage an diesem Termin ist eine typische Nordstau-Situation mit einem starken Druckgradient (mehr als 10hPa in Nord-Süd-Richtung) entlang des Alpenhauptkammes. Ein weiterer starker Druckgradient ist auch entlang des Dinarischen Gebirges zu erkennen, der für eine typische Bora-Situation in der nördlichen Adria sorgt.

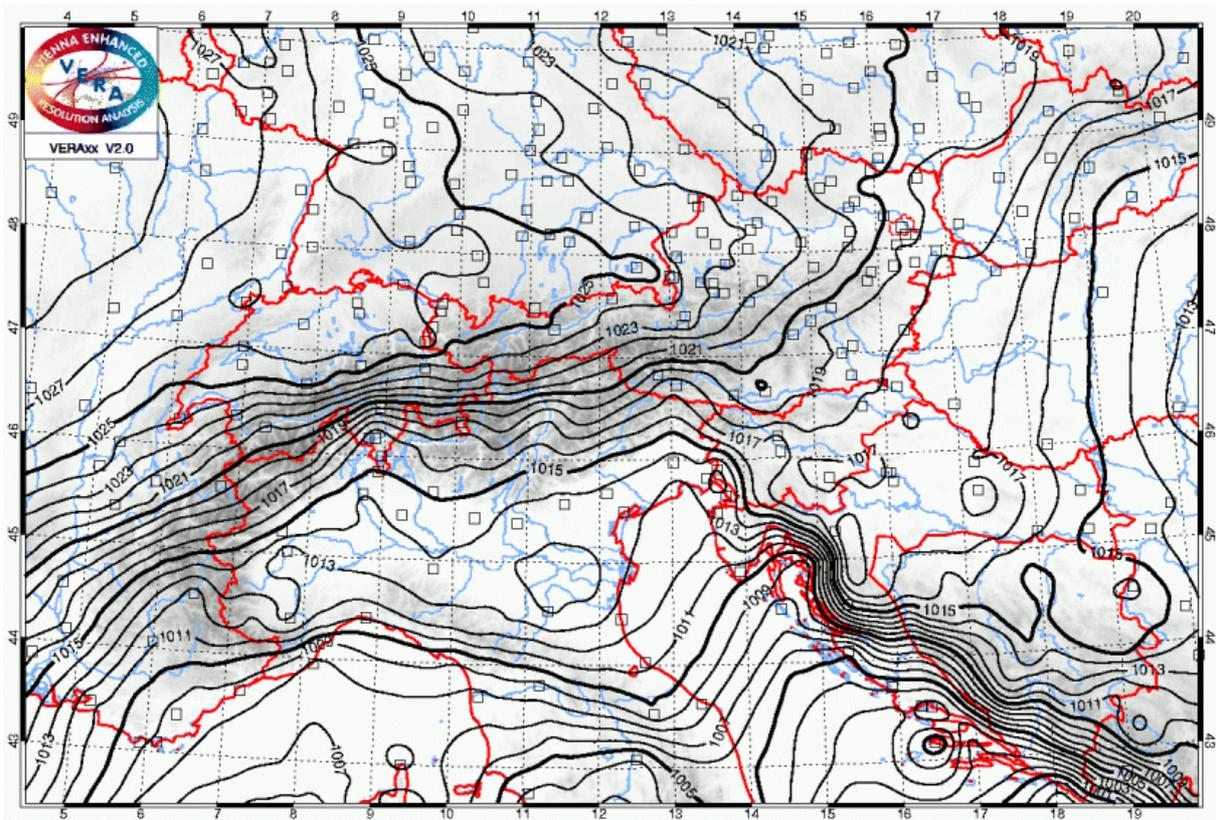


Abbildung 6.20: Bodendruckanalyse (2D-VERAxx) vom Termin 20.12.1999, 15UTC für die Alpendomäne bei 16 km Gitterdistanz. Stationen werden mit Quadraten gekennzeichnet. Der Isobarenabstand beträgt 1hPa. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

Die Abbildung 6.21 zeigt die (für diesen Termin) berechnete Windanalyse ohne Windfingerprint für die Alpendomäne bei einer Gitterdistanz von 16km. Im Vergleich dazu zeigt die Abbildung 6.22 die Windanalyse mit thermischem Windfingerprint. Domäne, Termin und räumliche Auflösung sind bei beiden Windanalysen (Abb. 6.21 und 6.22) gleich.

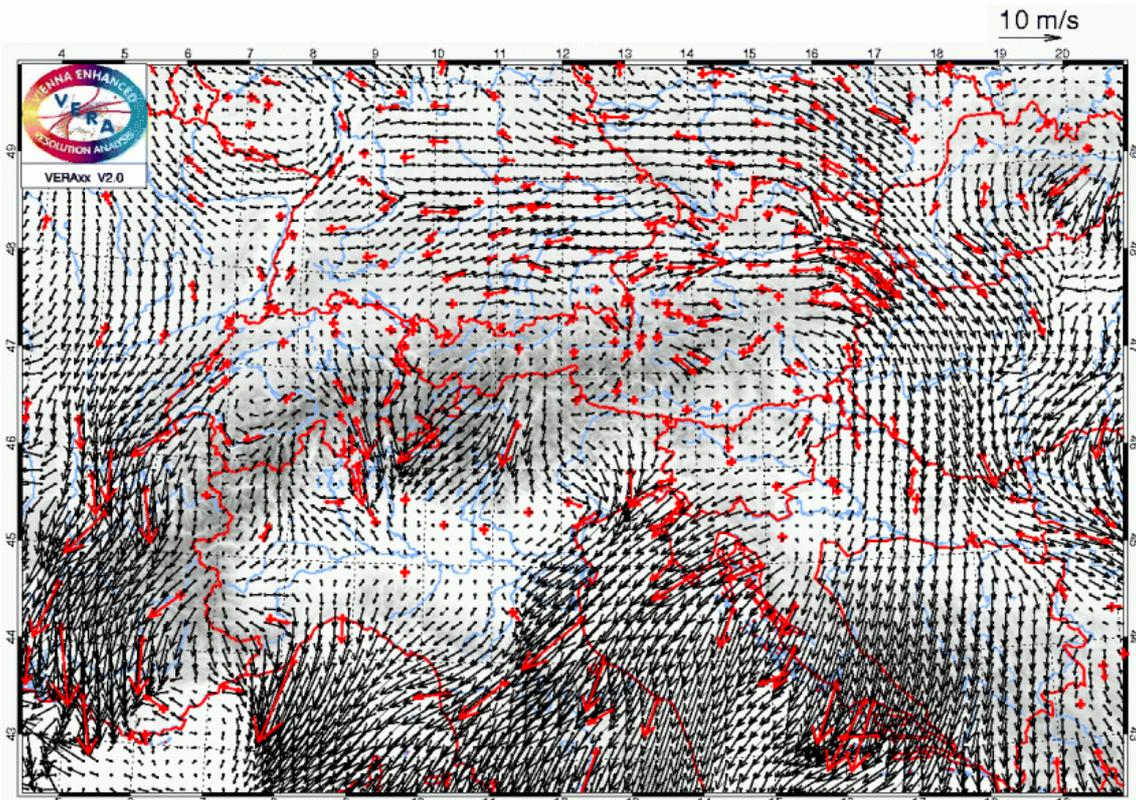


Abbildung 6.21: **10m-Windanalyse ohne Windfingerprint** (herkömmliche 2D-VERAxx-Windanalyse) vom Termin 20.12.1999, 15UTC für die Alpendomäne bei 16km Gitterdistanz. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

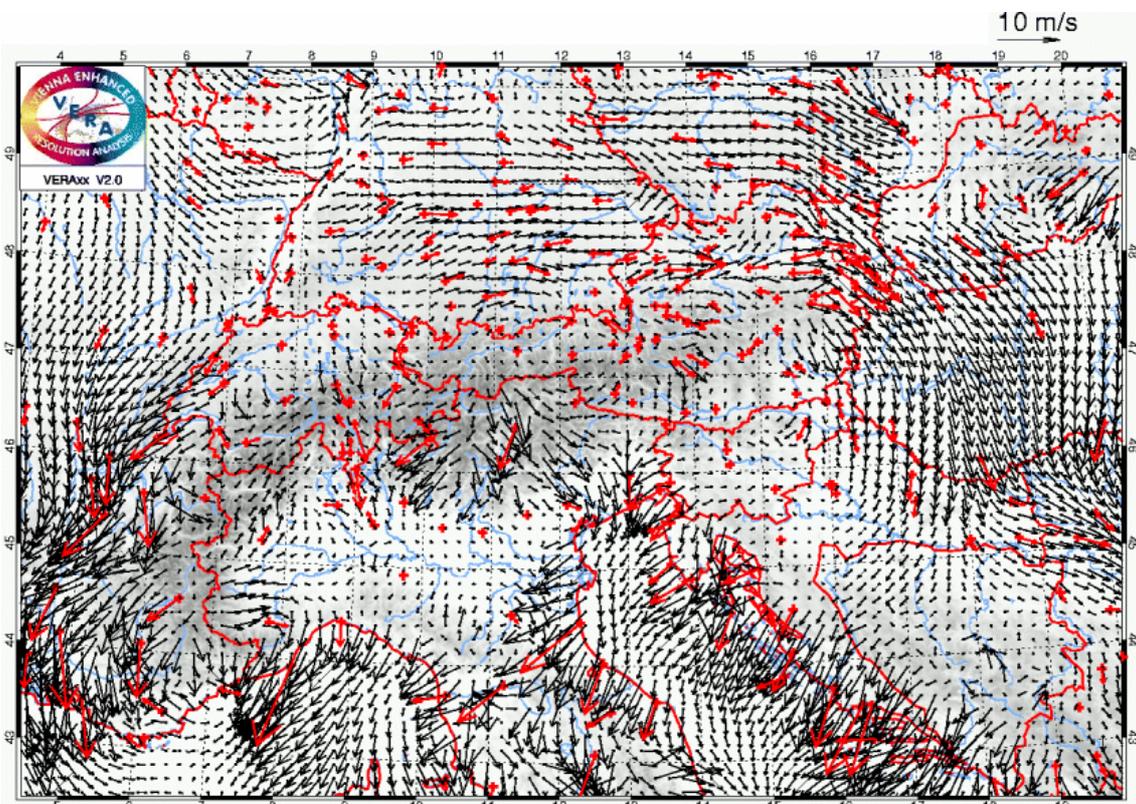


Abbildung 6.22: **10m-Windanalyse** vom Termin 20.12.1999, 15UTC für die Alpendomäne bei 16km Gitterdistanz und Verwendung des **thermischen Windfingerprints**. Die roten Windpfeile geben den Wind an den Stationen an, die schwarzen Pfeile sind das Ergebnis der Windanalyse. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM.

Vergleicht man die beiden Windanalyse-Graphiken in den Abbildungen 6.21 und 6.22, so sieht man die größten Unterschiede vor allem entlang der Adria-Küste und des Dinarischen Gebirges, sowie in Südtirol und Südfrankreich.

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierungen für diesen Termin sind in den Abbildungen 6.23 bis 6.25 dargestellt. Die Werte des MBdVD in der Abbildung 6.23 zeigen, dass bei Verwendung des thermischen und aktuellen Windfingerprints eine Verschlechterung gegenüber der Windanalyse ohne Windfingerprint eintritt, während die Analysequalität bei Verwendung des Cosmo2-Windfingerprints etwa gleich bleibt.

Die Werte der mittleren Windgeschwindigkeitsdifferenz (MGD) hingegen zeigen im Mittel über alle Stationen der gesamten Domäne eine Verbesserung der Windanalyse-Qualität bei Verwendung jedes der drei Windfingerprints (Abbildung 6.24 links). Die Windanalyse mit aktuellem Windfingerprint scheint (bei diesem Termin) besonders gut in der Lage zu sein, die Windgeschwindigkeit an den Stationspositionen abzuschätzen. Bei Stationen außerhalb Alpen beträgt die MGD bei Windanalysen mit aktuellem Windfingerprint fast Null (Abbildung 6.24 rechts). Dies liegt daran, dass der aktuelle Windfingerprint direkt von der aktuellen Druckverteilung abgeleitet wird und dadurch die in diesem Termin vorkommenden starken Druckgradienten berücksichtigt werden.

Die Werte des MBdRD dieses Termins (Abbildung 6.25) für die vier verschiedenen Windanalysen unterscheiden sich nur sehr wenig. Interessant ist jedoch, dass die mittleren Windrichtungsabweichungen bei Stationen außerhalb der Alpen nur wenig mehr als 30 Grad betragen (Abbildung 6.25 rechts), während die Werte des MBdRD von inneralpinen Stationen fast doppelt so hoch sind (Abbildung 6.25 Mitte).

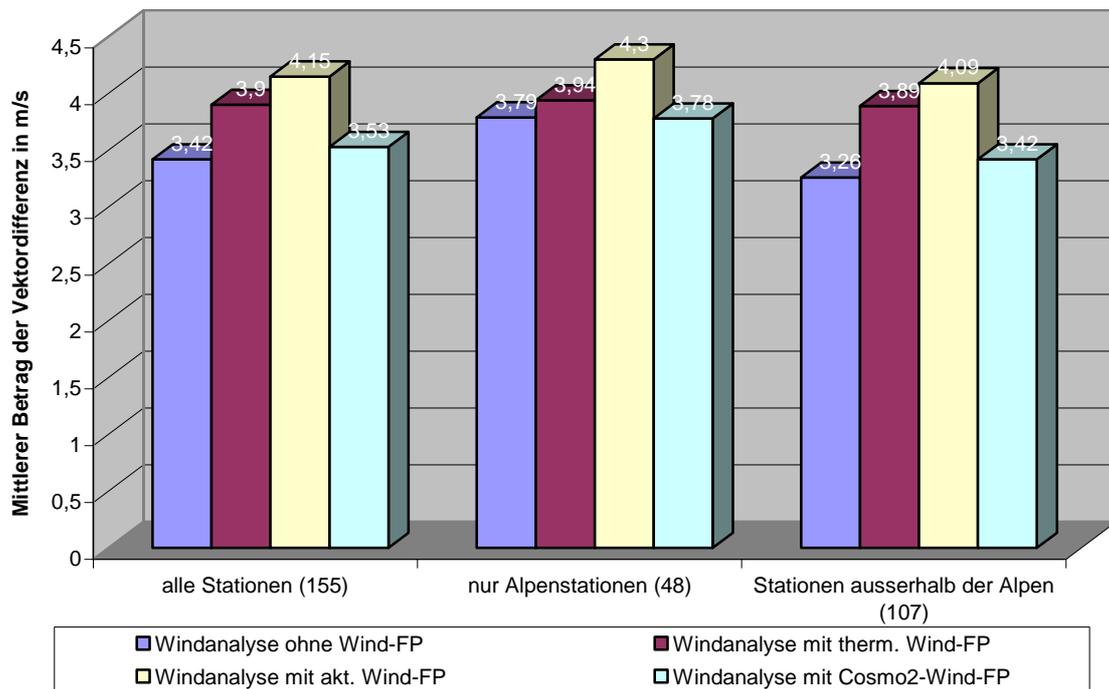


Abbildung 6.23: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 20.12.1999, 15UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Vektordifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

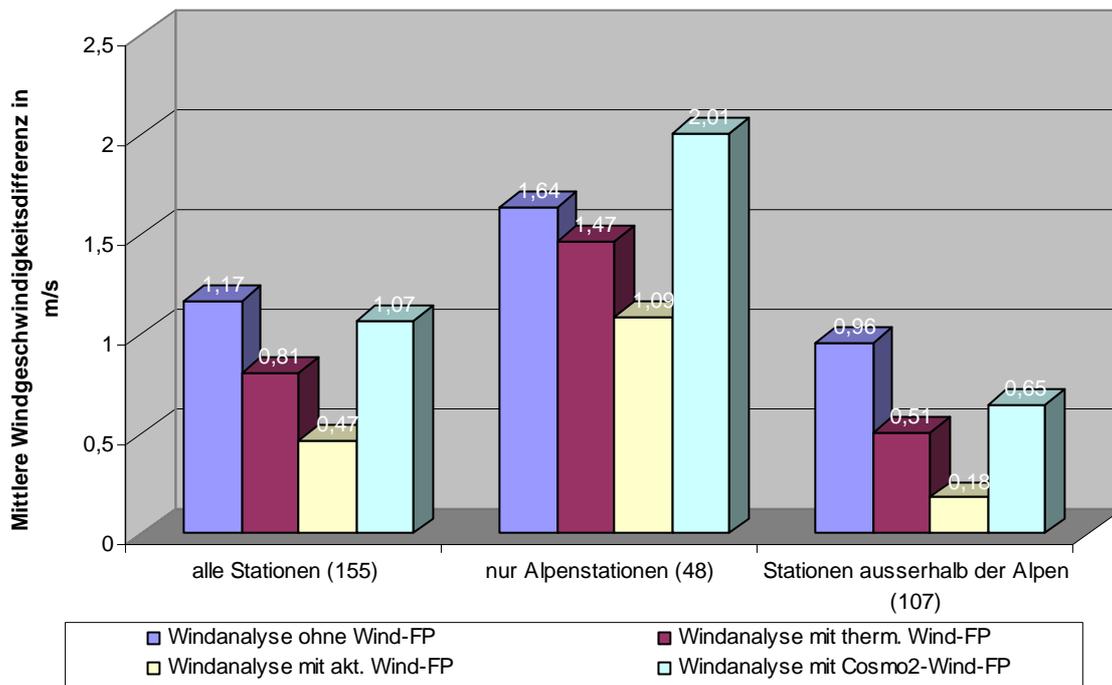


Abbildung 6.24: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 20.12.1999, 15UTC.. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird die **mittlere Windgeschwindigkeitsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

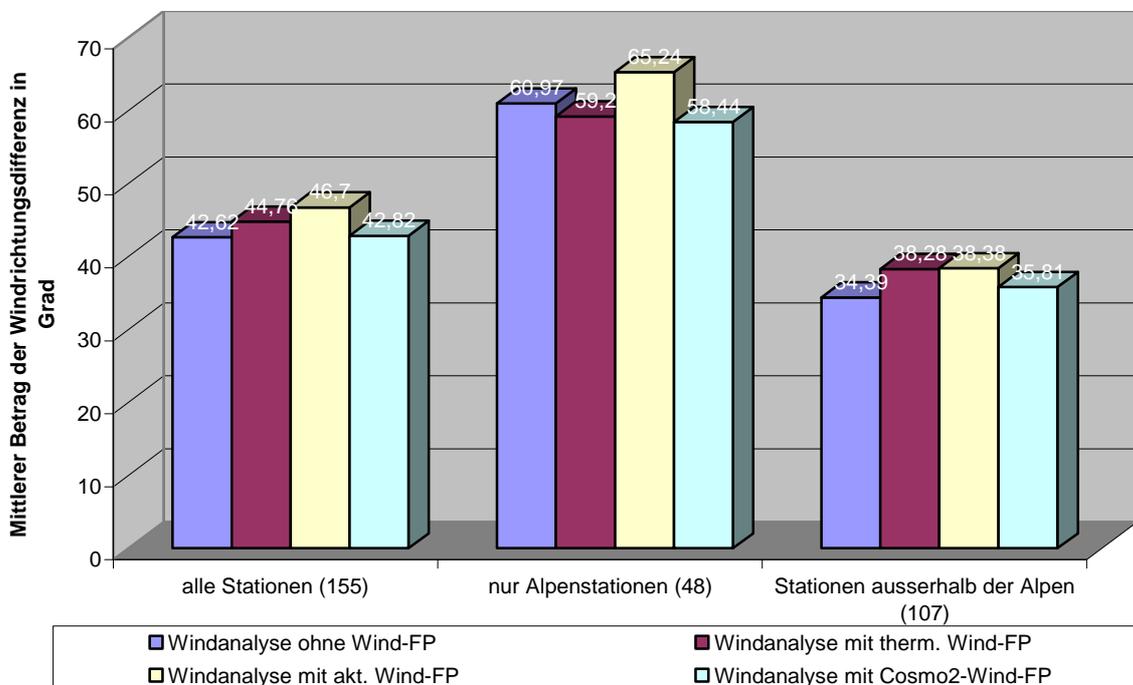


Abbildung 6.25: Vergleich der Cross-Validation-Ergebnisse von vier verschiedenen Windanalysen für den Termin 20.12.1999, 15UTC. Als Qualitätsmaß der vier Windanalysen wird der **mittlere Betrag der Windrichtungsdifferenz** zwischen den Stationswindvektoren und den an die Stationspositionen analysierten Windvektoren angegeben. Die Daten stammen aus dem Datensatz von VERACLIM, wobei nur Winddaten von Stationen verwendet wurden, an denen die Windgeschwindigkeit mindestens 2m/s beträgt.

Dieses Beispiel hat gezeigt, dass es bei bestimmten „ungünstigen“ Wetterlagen durch die Verwendung von Windfingerprints auch zu einer Verschlechterung der Analyse-Qualität kommen kann. Mit Optimierung der Einstellungen und Schwellwerte könnte man dieses negative Verhalten der Windanalyse mit Windfingerprint weiter reduzieren.

Eine weitere Möglichkeit zur Vermeidung von negativen Einflüssen durch Verwendung von Windfingerprints bei „ungünstigen Wetterlagen“ wäre, noch vor der Windanalyse (automatisch) zu überprüfen, ob es sich um eine gradientschwache Wetterlage handelt oder nicht. Man könnte aus der aktuellen Druckanalyse den mittleren horizontalen Druckgradient berechnen und einen entsprechenden Schwellwert festsetzen, bei dessen Überschreitung kein Windfingerprint für die Windanalyse verwendet wird.

## 7 Schlussfolgerungen

Mit Hilfe von Kreuzvalidierungen von Windanalysen mit Windfingerprint und bei Verwendung von synthetischen Stationswindfeldern (Kapitel 5.4.4 und 5.4.6) konnte gezeigt werden, dass die Windfingerprint-Methode, die in Kapitel 5.2 beschrieben wird, bei Verwendung eines geeigneten Windfingerprintfeldes zu einer deutlichen Verbesserung der Analyse-Qualität im Vergleich zu einer Windanalyse ohne Windfingerprint führt (Abb. 5.13, 5.14, 5.16 und 5.17).

Ein Anteil des MBdVD zwischen Stationswindvektoren und analysierten Windvektoren bei den Kreuzvalidierungen ist auf die Ungenauigkeit der hier verwendeten Winddaten zurückzuführen (siehe Kapitel 5.4.4 und 5.4.6).

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierungen in Kapitel 6 lassen folgende Schlüsse zu:

- Bei der herkömmlichen 2D-VERAxx-Windanalyse (ohne Windfingerprint) wird die Windgeschwindigkeit (um mehr als 30%) unterschätzt.
- Durch alle drei Windfingerprints (thermischer, aktueller und COSMO2-Windfingerprint) kommt es mit Hilfe der Windfingerprint-Methode bei gradientschwachen Strahlungslagen besonders innerhalb der Alpen zu einer Verbesserung der Analyse-Qualität im Vergleich zur Windanalyse ohne Windfingerprint.
- Die Unterschätzung der Windgeschwindigkeit wird durch die Verwendung von Windfingerprints verringert.
- Bei Verwendung des MBdVD als Maß für die Windanalyse-Qualität scheint die Erhöhung der Analyse-Qualität von Windanalysen mit Windfingerprint im Vergleich zu Windanalysen ohne Windfingerprint nur sehr gering zu sein. Mit den Maßen MGD und MBdRD wird die Erhöhung der Analyse-Qualität durch Verwendung von Windfingerprints deutlich sichtbar.
- Es kann bei „besonders ungünstigen Wetterlagen“ (bei Vorkommen starker Druckgradienten) auch zu einer Verschlechterung der Windanalyse durch Verwendung von Windfingerprints kommen. Um eine Verschlechterung der Windanalyse in solchen Fällen zu vermeiden, könnte man schon vor der Berechnung der Windanalyse überprüfen, ob es sich um eine Wetterlage mit starkem Druckgradient handelt oder nicht und dadurch entscheiden, ob die Windanalyse mit oder ohne Windfingerprint durchgeführt werden soll (Kapitel 6.4).

## 7.1 Was macht eine Windanalyse mit Windfingerprint so schwierig?

Die Ergebnisse der Cross Validation der vier Beispiele in Kapitel 6 sind weit weniger gut als erwartet. Die Frage ist, weshalb die drei verwendeten Windfingerprints die Windanalyse nicht mehr verbessern, als es bei den gezeigten Beispielen der Fall ist. Dafür gibt es mehrere mögliche Gründe:

- **Skalenproblem und Repräsentativität von Windmeldungen:** Im Gegensatz zu den Parametern Luftdruck und Temperatur ist eine Windmessung nicht repräsentativ für eine Fläche von mehreren km<sup>2</sup>, sondern nur für ein paar 100 m<sup>2</sup>. Beim Parameter Wind gibt es viele kleinräumige Phänomene wie Turbulenzen, Abschattung und Ablenkung durch Hindernisse (z.B. Bäume, Gebäude) und auch schwache umlaufende Winde durch kleinräumige Zirkulationen (Hangwinde, Wärmeineffekt der Stadt, kleinräumige Konvektionszellen), die die Windmessung beeinflussen. Auch wenn versucht wird, diese zum Teil unerwünschten Einflüsse durch WMO-konforme Aufstellung der Messstationen zu vermeiden, kommt es oft vor, dass Jahre nach der Inbetriebnahme der Station neue Hindernisse entstehen (z.B. wachsende Bäume). Weiters ist eine Windmessung in einem Tal nur für eben dieses Tal repräsentativ und hat kaum Zusammenhang mit dem Wind im nächstgelegenen Tal. Eine Windmessung enthält nicht nur die großräumige Windströmung, sondern auch die oben genannten mikroskaligen Wind-Phänomene. Der gemessene Wind resultiert somit meistens aus einer Überlagerung von Windphänomenen unterschiedlicher Scales (Großräumiger Wind, Berg- Tal- oder Hangwinde). Bei den Parametern Luftdruck und Temperatur gibt es zwar auch kleinräumige Phänomene, man kann aber trotzdem davon ausgehen, dass Luftdruck- oder Temperaturmessungen für eine Fläche von mehreren km<sup>2</sup> repräsentativ sind. Die Windfingerprintfelder sind auf einem Gitter mit Maschenweite 1-2 km abgespeichert. Um das Muster des Windfingerprints mit dem Muster der Windmessdaten optimal vergleichen zu können, müssten alle Windmessungen eine Repräsentativität von einigen km<sup>2</sup> haben.
- **Ungenauigkeit der Daten:** Bei Verwendung der Winddaten aus dem VERACLIM-Datensatz wurden nicht nur Windrichtung und Windgeschwindigkeit, sondern auch die Stationskoordinaten eingelesen. Sowohl die geographische Länge, als auch die geographische Breite der Stationen standen nur mit einer Genauigkeit von 0,01 Grad (~1km) zur Verfügung. Nachdem die Windfingerprints mit einer Gitterdistanz von 1 km (bzw. 2,2 km) abgespeichert sind, kann eine Differenz von 0,01 Grad in den Stationskoordinaten auch einen großen Unterschied in dem der Station zugeordnetem Windfingerprintwert bedeuten. Durch Glättung der Windfingerprintfelder und durch die bilineare Interpolation der Windfingerprintwerte auf die Stationskoordinaten kann dieses Problem jedoch minimiert werden. Die Windgeschwindigkeit wurde mit einer Genauigkeit von 1 m/s eingelesen, die Windrichtung nur auf ganze 10°, da die Windwerte des VERACLIM-Datensatzes nur mit dieser Genauigkeit zur Verfügung stehen. Die Windgeschwindigkeits- und Windrichtungswerte der Windfingerprints sind jedoch auf mehrere Nachkommastellen genau abgespeichert. Damit das Muster des Windfingerprints in den Stationsdaten vom Analysesystem „erkannt“ werden kann, müssten die Stationswinddaten nicht nur mit einer höheren Genauigkeit zur Verfügung stehen, sondern auch mit der größtmöglichen Genauigkeit eingelesen werden (Kapitel 5.4.4 und 5.4.6).

## 7.2 Verbesserungsmöglichkeiten

Welche Möglichkeiten es gibt, die 2D-Windanalyse mit 2D-Windfingerprint weiter zu verbessern? :

- Verwendung genauerer Winddaten
- Verwendung genauerer Stationskoordinaten
- Optimierung der Einstellungen und Schwellwerte (sowohl bei der Erzeugung als auch bei Verwendung der Windfingerprintfelder)
- Verwendung eines idealisierten Bodenwindfeldes eines hochauflösenden 3D-Modells als 2D-Windfingerprintfeld (z.B. ein bei bestimmten Randbedingungen berechnetes idealisiertes COSMO2-Bodenwindfeld).

## 8 Technische Voraussetzungen und Programme

Sämtliche klimatologischen und statistischen Auswertungen, Analysen und Experimente wurden mit eigens hierfür entwickelten FORTRAN-Programmen (Fortran77 und Fortran90) berechnet, die wiederum durch Shell-Skripts gesteuert wurden, wobei als Betriebssystem Unix bzw. Linux verwendet wurde.

Die Anzahl der verwendeten Programme (VERAfem- bzw. VERAxX-Analyseprogramme und deren Unterprogramme, Programme für die Berechnung des Alpine Pumping, Programme für die klimatologische Auswertung der VERAfem-Windanalysen, Programme für statistische Auswertungen, Einleseprogramme, Programme für die Windanalysen mit Windfingerprint, Programme zur Erzeugung der Windfingerprintfelder, Batch-Programme, Shell-Skripts, IDL-Graphikprogramme) stieg im Laufe der Zeit auf weit mehr als 100.

Die Analyse-Graphiken wurden mit IDL-Programmen erstellt. Andere Graphiken (Ergebnisse der Kreuzvalidierungen, Tagesgänge, Jahresgänge, statistische Auswertungen, Windrosen, Häufigkeitsverteilungen) wurden mit MS-Excel erstellt, der Text dieser Dissertation mit MS-Word.

Alle im Rahmen von VERACLIM berechneten VERAfem-Analysen sind als ASCII-Dateien sowohl auf Festplatten als auch auf DVD's gespeichert. Die im Rahmen von VERACLIM und dieser Dissertation erstellten Programme sind am IMGW entwickelt worden und zusammen mit allen Ergebnissen auf verschiedenen Datenträgern gesichert.

## 9 Literatur

- Banta, R. M., 1984: Daytime Boundary-Layer Evolution over Mountainous Terrain, Part1: Observations of the Dry Circulations, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 340-356
- Banta, R. M., C. B. Schaaf, 1987: Thunderstorm Genesis Zones in the Colorado Rocky Mountains as Determined by Traceback of Geosynchronous Satellite Images, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 463-476
- Bica, B., Knabl, T., Dorninger, M., Steinacker, R., Lotteraner, Ch., 2005: Climatology of Mesoscale Alpine Pressure Fields. Submitted to: *Journal of Climate*
- Bica, B., and R. Steinacker, 2005: High resolution analysis over complex terrain by using physical a priori knowledge. *Hrvatski meteoroloski casopis*, 40, 145-148. Proceedings, 28<sup>th</sup> International Conference on Alpine Meteorology (ICAM)
- Bica, B., T. Knabl, R. Steinacker, M. Ratheiser, M. Dorninger, C. Lotteraner, S. Schneider, B. Chimani, W. Gepp, and S. Tschannett, 2006: Thermally and Dynamically Induced Pressure Features over Complex Terrain from High-Resolution Analyses, *J. Appl. Meteor.*, 46, 50-65
- Bica, B., R. Steinacker, C. Lotteraner, and M. Suklitsch, 2007: A New Concept for High Resolution Temperature Analysis over Complex Terrain, *Theor. Appl. Climatol.*, 90, 173-183
- Bica, B., 2007: Aspekte der hochaufgelösten Niederschlagsanalyse in Gebirgsregionen mit Hilfe eines Variationsansatzes. Dissertation, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
- Biermair, N., 2007: Objektive Strömungslagenklassifikation mit VERA. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
- Bluestein, H. B., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II*, Oxford University Press
- Carnuth, W., and T. Trickl, 2000: Transport studies with the IFU three-wavelength aerosol lidar during the VOTALP Mesolcina experiment, *Atmos. Environ.*, 34, 1425-1434
- Corsmeier, U., C. Kottmeier, P. Winkler, M. Lugauer, O. Reitebuch, and P. Dobrinski, 2003: Flow Modification and Mesoscale Transport Caused by Alpine Pumping: A VERTICATOR Case Study. *Proc. Int. Conf. Alpine Meteorology*, Brig, Switzerland
- Cotton, W. R., R. L. George, P. J. Wetzel and R. L. McAnelly, 1983: A Long-Lived Mesoscale Convective Complex. Part I: The Mountain-Generated Component., *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1893-1918
- Daley, R., 1991: *Atmospheric Data Analysis*. Cambr. Univ. Press, 457
- Dobesch, H., G. Kury, H. Viet Tran, S. Zach, 2003: Das Windenergiepotential Vorarlbergs. Studie der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien
- Doswell, C. A., and F. Caracena, 1988: Derivative Estimation from Marginally Sampled Vector Point Functions. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, No 2, 242-253
- Egger, J., 1987, Valley Winds and the Diurnal Circulation over Plateaus, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2177-2186
- Egger, J., S. Bajrachaya, U. Egger, R. Heinrich, J. Reuder, P. Shayka, H. Wendt and V. Wirth, 2000: Diurnal winds in the Himalayan Kali Gandaki valley, Part 1: Observations, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1106-1122

- Greilberger, S., 2000: Untersuchung des Windfeldes über komplexem Terrain anhand von Heißluftballondaten. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, University of Vienna
- Groehn, I., R. Steinacker, Ch. Häberli, W. Pöttschacher, M. Dorninger, 1999: DAQUAMAP- results and response of providers, *MAP Newsletter # 11*, p. 76.
- Groehn, I., R. Steinacker, Ch. Häberli, W. Pöttschacher, M. Dorninger, 2000 a: DAQUAMAP after SOP, *MAP Newsletter # 12*, p. 22.
- Groehn, I., R. Steinacker, Ch. Häberli, W. Pöttschacher, M. Dorninger, 2000 b: Data Quality Control of MAP (DAQUAMAP), *MAP Newsletter # 13*, pp. 6-8.
- Groehn, I., 2002: Data Quality Control of MAP. [www.univie.ac.at/IMG-Wien/daquamap](http://www.univie.ac.at/IMG-Wien/daquamap)
- Hofer, L., 2008: Klimatologie der Schneefallgrenze. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
- Kappas, M., 2001: Geographische Informations-Systeme, Westermann Verlag
- Knabl, T., 2004: Klimatologische Auswertung der VERA-Druckanalysen von 1989 bis 2001. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
- Landsberg, H.E and C.C.Wallen, 1970: World Survey of Climatology Vol.5 – Climates of Northern and Western Europe, Elsevier, Amsterdam
- Landsberg, H.E and C.C.Wallen, 1977: World Survey of Climatology Vol.6 – Climates of Central and Southern Europe, Elsevier, Amsterdam
- Lotteraner, C., 2001: Land- und Seewinde am Neusiedlersee. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
- Lotteraner, C., 2004: Das Projekt VERACLIM. Meteorologentagung DACH 2004
- Lugauer, M., and P. Winkler, 2002: Untersuchungen zur thermischen Zirkulation zwischen Alpen und bayrischem Voralpengebiet, FE-Bericht des DWD
- Lugauer, M., 2003, An overview of the VERTICATOR project and results of Alpine Pumping, Proc. Int. Conf. Alpine Meteorology, Brig, Switzerland, 129-132
- Magnusson, L., 2005: Development and validation of a new mass-consistent model using terrain influenced coordinates. Institutionen för Geovetenskap. ([www.geo.uu.se/luva/exarb/2005/Linus\\_Magnusson.pdf](http://www.geo.uu.se/luva/exarb/2005/Linus_Magnusson.pdf))
- Nyeki, S., K. Elephtheriadis, U. Baltensperger, I. Colbeck, M. Fiebig, A. Fix, C. Kiemle, M. Lazaridis, and A. Petzold, 2002: Airborne Lidar and in-situ Aerosol Observations of an Elevated Layer, Leeward of the European Alps and Apennines. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1852
- Pokorny, W., 1981: Das österreichische Windenergiepotential. BMWF, Wien
- Pokorny, W., und F. Neuwirth, 1985: Das Windenergiepotential des Bundeslandes Niederösterreich. BMWF, Wien
- Pokorny, W., H. Dobsch, E. Fürst, 1994: Das Windenergiepotential des Bundeslandes Tirol. BMWF, Wien

- Pötttschacher, W., R. Steinacker, M. Dorninger, 1996 a: VERA - A high resolution analysis scheme for the Atmosphere over complex terrain. *7<sup>th</sup> Int. Conf. Mesoscale Processes*, Reading, Amer. Meteor. Soc., 245-247.
- Pötttschacher W., R. Steinacker and M. Dorninger, 1996 b: VERA- A high resolution analysis scheme for the atmosphere over complex terrain. *MAP Newsletter # 5*, 64-65
- Pötttschacher, W. ,R. Steinacker, M. Dorninger, 1998 a: Topographically Induced Features in Mesoscale Analysis and Forecast Fields, *MAP Newsletter # 9*, pp. 76-77.
- Pötttschacher, W., R. Steinacker, M. Dorninger, 1998 b: Fingerprint Technique, A Tool for the Validation of Mesoscale Weather Prediction Models. *25<sup>th</sup> Int. Conf. on Alpine Meteorology*, Turin, pp 245-247.
- Pötttschacher, W., R. Steinacker, M. Dorninger, 1998 c: VERA - A Tool for the Validation of Mesoscale Weather Prediction Models. *8<sup>th</sup> Int. Conf. on Mountain Meteorology*, Flagstaff, Amer. Meteor. Soc., pp 156-158.
- Rattheiser, M., 2000: Ein Vergleich zwischen dem bodennahen Wind- und Druckfeld im Alpenraum. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, University of Vienna
- Ratheiser, M. und Steinacker, 2005: Downscaling meteorological information over complex terrain with the Fingerprint-Technique by utilizing physical a priori knowledge. *Monthly Weather Review*
- Raymond, D., and M. Wilkening, 1980: Mountain-induced convection under fair weather conditions, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2693-2706
- Reinsch, C., 1967: Smoothing by spline functions. *Numer. Math.*, 10, 177-183
- Reiter, E. R., and T. Maocang, 1984: Plateau Effects on Diurnal Circulation Patterns, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 638-651
- Schaaf, B., Crystal, J. Wurman, and R. Banta, 1988: Thunderstorm-Producing Terrain Features. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 272-277
- Schmölz, A., 1999: Mesoskalige Evaluierung und Analyse des Windfeldes. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien
- Schmölz, A., R. Steinacker, W. Pötttschacher, Ch. Häberli, M. Dorninger, 2000: VERA - Two Dimensional Wind and Air Mass Analyses, *MAP Meeting in Bohinjjska Bistrica 2000*.
- Seibert, P., H. Kromp-Kolb, A. Kasper, M. Kalina, H. Puxbaum, D. T. Jost, M. Schiwinowski, U. Baltensperger, 1998: Transport of polluted boundary layer air from the Po Valley to high-Alpine sites, *Atmos. Environ*, 32, 4075-4085
- Senkler, K., 1999: Konzeption und Entwicklung eines diagnostischen Strömungsmodells auf Basis der objektorientierten Klassenbibliothek AtmoGIS zur Simulation des Windfeldes über komplexem Gelände. Diplomarbeit, Naturwissenschaftlich-mathematische Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität, Münster
- Steinacker, R., 1990: Eine ostalpine Strömungslagenklassifikation. Manuscript, Dept Meteor. Geophys., Univ. Innsbruck, 16pp
- Steinacker, R., M. Dorninger und W. Pötttschacher. 1996: A high resolution analysis scheme for the atmosphere over complex terrain: a contribution to MAP, *Proceedings 24<sup>th</sup> Int. Conf. Alpine Meteorology. Bled Slovenia*, Sept 9-13, 1996.

Steinacker, R., Ch. Häberli, I. Groehn, W. Pöttschacher, M. Dorninger, 1998: DAQUAMAP – An Initiative to Assess the Performance of Surface Observations in MAP Using a Model Independent Method. *8<sup>th</sup> Int. Conf. on Mountain Meteorology*, Flagstaff, Amer. Meteor. Soc., pp 113-118.

Steinacker, R., Ch. Häberli, and W. Pöttschacher, 2000: A transparent method for the analysis and quality evaluation of irregularly distributed and noisy observational data. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, No. 7, pp 2303-2316.

Steinacker, R., C. Lotteraner, 2003: Climatology of Mesoscale Alpine Phenomena. ICAM-MAP-Meeting, Brig, Switzerland

Steinacker, R., B. Bica., C. Lotteraner, M. Suklitsch, 2005: Mittelkarten der Temperatur der Niederungen, Eine klimatologische Auswertung im Alpenraum, IMGW, Universität Wien

Steinacker, R., M. Ratheiser, B. Bica, B. Chimani, M. Dorninger, W. Gepp, C. Lotteraner, S. Schneider, and S. Tschannett, 2006: A Mesoscale Data Analysis and Downscaling Method over Complex Terrain. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2758-2771

Suklitsch, M., 2004: Objektive Analyse der Temperatur der Niederungen. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien

Troen, I., E. Lundtang Petersen, 1990: Europäischer Windatlas, Kommission der Europäischen Gemeinschaften

Turecek, Th., 2004: Mesoskalige Analyse der Windchill-Temperatur im Alpenraum. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien

Vergeiner, I., and E. Dreiseitl, 1987: Valley Winds and Slope Winds – Observations and Elementary Thoughts, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 36, 264-286

Vogt, S., L. Gantner, 2006: Alpine Pumping as seen by a RADAR-RASS and simulation with the MM5 model, AMS Mountain Meteorology, Santa Fe

Weissmann, M., F. J. Braun, L. Gantner, G. Mayr, S. Rahm, O. Reitebuch, 2004: The Alpine mountain-plain circulation: Airborne Doppler lidar measurements and numerical simulations. *Mon. Wea. Rev.*

Winkler, P., M. Lugauer, O. Reitebuch, 2006: Alpines Pumpen. *Promet*, Jahrg. 32, Nr. 1/2, 34-42

Wotawa, G., H. Kröger, and A. Stohl, 2000: Transport of ozone towards the Alps – results from trajectory analyses and photochemical model studies, *Atmos. Environ.*, 34, 1367-1377

## Danksagung

Bei meinem Betreuer O. Univ. Prof. Dr. Steinacker möchte ich mich für die vielen Anregungen und Ideen zu dieser Arbeit bedanken, und für die oftmalige Bereitschaft, aktuelle Ergebnisse zu besprechen.

Weiters möchte ich mich bei all meinen Kolleginnen und Kollegen der gesamten VERA-Arbeitsgruppe des IMGW bedanken. Das Arbeitsklima, der Informations-Austausch und die Zusammenarbeit hätte kaum besser sein können.

Besonderer Dank gilt meinem Kollegen Mag. Stefan Schneider, der durch kritische Hinterfragung aller aktuellen Ergebnisse und durch seine Erfahrung mit der Fingerprint-Technik und dem Analyse-System VERAxX wertvolle Hilfestellungen gab. Aus den vielen fachlichen Diskussionen gingen ebenfalls neue Ideen und Anregungen hervor.

Dankbar bin ich auch dem FWF (Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung), der die Projekte VERACLIM und MESOCLIM finanzierte und mir dadurch das Schreiben dieser Dissertation ermöglichte.



# Curriculum vitae

## Persönliche Daten:

Name: Ing. Mag. Christoph Lotteraner  
Geburtsdatum: 9. September 1964  
Geburtsort: Wien  
Staatsbürgerschaft: Österreich  
Familienstand: verheiratet

**Schulbildung:** 1970-1974 Volksschule  
1974-1978 Hauptschule  
1978-1984 Höhere Technische Lehranstalt (Elektrotechnik) mit Matura-Abschluss

**Militärzeit:** 1985 Ausbildung zum Heereskraftfahrer

## Beruflicher Werdegang:

1985 bis 1986 Servicetechniker bei Fa. Hugin  
1986 bis 1990 Bordelektriker (und Motorenwärter) auf dem Binnen-Kreuzfahrtschiff „MS Mozart“ der DDSG (Donaudampfschiffahrts-Gesellschaft)  
1989 Verleihung des Ingenieurtitels  
1990 Segellehrer bei Segelschule Hofbauer  
1991 Skipper und Stützpunktmitarbeiter bei Ecker-Yachting in Kroatien  
1992 Skipper auf der Hochsee-Gaffelketch „NOAH“ (ARGE NOAH)

**Studium:** 1992 Beginn des Meteorologie-Studiums am IMGW (Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien)  
Nebenberufliche Tätigkeit als Skipper  
WS 1998/1999 Tutortätigkeit für die Lehrveranstaltung „Übungen zur Instrumentenkunde“  
Diplomarbeit bei O.Univ.Prof.Dr. Hantel mit dem Titel „Land und Seewinde am Neusiedlersee“  
2001 Abschluss des Diplomstudiums der Meteorologie

## Tätigkeit als Meteorologe (Dissertantenstelle) und Doktoratsstudium:

2002 bis 2008 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am IMGW, Arbeit an den Projekten VERACLIM (Vienna Enhanced Resolution Analysis Climatology) und MESOCLIM (Mesoscale Alpine Climatology)  
2002 Beginn des Doktoratsstudiums am IMGW  
Dissertation bei O.Univ.Prof.Dr. Steinacker mit dem Titel „Synoptisch klimatologische Auswertung von Windfeldern im Alpenraum“

## Seminare/Konferenzen:

2002 ECMWF Meteorological Training Course in Reading (UK): „Data Assimilation and Use of Satellite Data“  
2003 ICAM/MAP Meeting in Brig (Schweiz)  
2004 Vortrag bei Info-Workshop IMGW-ZAMG  
2004 Vortrag bei Meteorologentagung DACH2004 in Karlsruhe

**Publikationen als Co-Autor oder Autor:**

Bica, B., Knabl, T., Dorninger, M., Steinacker, R., Lotteraner, Ch., 2005: Climatology of Mesoscale Alpine Pressure Fields. *Journal of Climate*

Bica, B., T. Knabl, R. Steinacker, M. Ratheiser, M. Dorninger, C. Lotteraner, S. Schneider, B. Chimani, W. Gepp, and S. Tschannett, 2006: Thermally and Dynamically Induced Pressure Features over Complex Terrain from High-Resolution Analyses, *J. Appl. Meteor.*, 46, 50-65

Bica, B., R. Steinacker, C. Lotteraner, and M. Suklitsch, 2007: A New Concept for High Resolution Temperature Analysis over Complex Terrain, *Theor. Appl. Climatol.*, 90, 173-183

Lotteraner, C., 2001: Land- und Seewinde am Neusiedlersee. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien

Lotteraner, C., 2004: Das Projekt VERACLIM. Meteorologentagung DACH 2004

Steinacker, R., C. Lotteraner, 2003: Climatology of Mesoscale Alpine Phenomena. ICAM-MAP-Meeting, Brig, Switzerland

Steinacker, R., B. Bica., C. Lotteraner, M. Suklitsch, 2005: Mittelkarten der Temperatur der Niederungen, Eine klimatologische Auswertung im Alpenraum, IMGW, Universität Wien

Steinacker, R., M. Ratheiser, B. Bica, B. Chimani, M. Dorninger, W. Gepp, C. Lotteraner, S. Schneider, and S. Tschannett, 2006: A Mesoscale Data Analysis and Downscaling Method over Complex Terrain. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2758-2771

**Mitgliedschaft:**

Seit 2004 bei der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie (ÖGM)