



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Klimatologie der Starkniederschläge

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasserin: Birgit EIBL
Matrikel-Nummer: 0115064
Studienrichtung: 415 Meteorologie
Betreuer: Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Wien, September 2009

Zusammenfassung

Aus dem Projekt Start.Clim12 stammt die Methode der Berechnung von Luftdruckableitungen und die Idee Starkniederschlagsereignisse mit den Signalen in den Zeitreihen der Ableitungen in Verbindung zu bringen. Die Ableitungen werden für die VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) Domäne von 64 mal 43 Gitterpunkten mit 20 km Gitterabstand gebildet und umspannen somit den gesamten Alpenraum. Unabhängig davon werden für Niederschlagsstationen der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik), die mindestens 20 Jahre durchgehend verwendbare Daten liefern, Schwellwerte gebildet. So können aus den Niederschlagsereignissen objektiv die Starkniederschlagsereignisse gefiltert werden. In ausgewählten Fallstudien werden die gebildeten zweiten Ableitungen mit den Starkniederschlagsereignissen verglichen.

Die Motivation, sich diesem Thema zu widmen und die Ableitungen für längere Zeiträume zu betrachten, liegt in der Faszination, den komplexen Prozess, der sich bei Niederschlagsereignissen abspielt, von einer neuen Seite zu beleuchten. Mit Fortdauer der Arbeit erweiterte sich der Horizont über die Vielfältigkeit der Forschung mit Schwerpunkt des Starkniederschlags. Es hat sich herausgestellt, dass dieses Thema in dieser Arbeit nicht erschöpfend behandelt werden kann. So konzentriert sich die Arbeit auf einen kleinen Teil, der einfache Aussagen und Interpretationen ermöglicht.

Die Extremwertstatistik in dieser Arbeit, die sich mit der objektiven Darstellung der Starkniederschlagsereignisse in Österreich beschäftigt, kann als Grundlage für weitere Aussagen und Arbeiten dienen, ist aber lediglich als Definition für ein Starkniederschlagsereignis gedacht und nicht mehr.

Die Ergebnisse werden den Erwartungen, die an diese Methode im Projektbericht von Start.Clim12 gestellt werden, nicht ganz gerecht. Die Auswertungen dieser Arbeit sollen vor allem eine Motivation für weiterführende Arbeiten auf diesem Gebiet sein, und keinesfalls der Schlusspunkt etwaiger Betrachtungen.

Abstract

This thesis deals with a calculation method for the derivation of atmospheric pressure data first introduced during the Start.Clim12 project from the Meteorological Institute of Vienna University. The aim was to find a connection between the derived atmospheric pressure time series and heavy precipitation data.

The derivations are computed for the VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) domain of a grid with 64 gridpoints in x-direction and 43 gridpoints in y-direction and a spacing of 20 km. The domain covers the whole Alpine area. Independent from that, the ZAMG (Central Institute for Meteorology und Geodynamics) supplied precipitation series, continuous for at least 20 years in a row, which were used to calculate the thresholds representing heavy precipitation events for each ombrographic station. In this way an objective method was established to detect heavy precipitation events in a time series of various precipitation events. Selected case studies give attention to the comparison of second derivations of atmospheric pressure data and the heavy precipitation events.

The devotion to this topic is the possibility to captivate this complex process from a different point of view and possibly find a way to improve the forecast of heavy precipitation events.

However, the topic turned out to be too complex and multifaceted for this work alone in order to sufficiently describe the process. So there is only a small part that can be depicted and interpreted and therefore can be seen as completed.

The extreme value statistics, which are used in this work deal with heavy precipitation events in Austria and thresholds for those events and can be used as a basis for further studies and conclusions. However, one has to mention, that the thresholds were just defined for this work alone.

Since the results gained here, do not live up exactly to the expectations during Start.Clim12 project, this work should be seen as a first step and a motivation for following projects in this research area.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
1.1 Motivation und Grundlagen	1
1.2 Struktur der Arbeit	15
2 Daten	17
2.1 Statistikdaten	17
2.2 Daten für das 4D-Analyseverfahren	19
3 Statistik der Extremniederschlagsereignisse	21
3.1 Statistische Grundlagen	22
3.1.1 Mittelwert	22
3.1.2 Varianz	22
3.1.3 Standardabweichung	22
3.1.4 Interquartilabstand	22
3.1.5 Berechnungsmethode der Schwellwerte	23
3.2 Ergebnisse der Statistikauswertung	24
3.2.1 Auswahl der Fallstudien	25
4 Methodik	29
4.1 Methode zur Berechnung der Ableitungen	30
4.2 Bildung der Ableitungen	30
4.3 Bedeutung der Ableitungen	38
4.3.1 2. räumliche Ableitungen xx_p und yy_p	38
4.3.2 $Laplace_p$	38
4.3.3 $Laplace_t_p$	38
4.3.4 2. zeitliche Ableitung tt_p	39
4.3.5 Gemischte räumlich-zeitliche Ableitungen xt_p und yt_p	39
4.4 Gaußfilter	40
4.4.1 Funktionsweise des verwendeten Filters	40

5 Fallstudien	43
5.1 Fallstudie 03. Dezember 1992	43
5.1.1 Wetterlage	43
5.1.2 Auswertung der Ableitungen	44
5.2 Fallstudie 21. Oktober 1993	51
5.2.1 Wetterlage	51
5.2.2 Auswertung der Ableitungen	52
5.3 Fallstudie 09. April 1994	56
5.3.1 Wetterlage	56
5.3.2 Auswertung der Ableitungen	57
5.4 Fallstudie 03. Juni 1994	59
5.4.1 Wetterlage	59
5.4.2 Auswertung der Ableitungen	60
5.5 Fallstudie 16. März 1997	64
5.5.1 Wetterlage	64
5.5.2 Auswertung der Ableitungen	65
5.6 Fallstudie 09. Februar 1998	69
5.6.1 Wetterlage	69
5.6.2 Auswertung der Ableitungen	71
6 Ergebnisse und Ausblick	75
6.1 Ergebnisse und Schlussfolgerungen	75
6.1.1 Niederschlagsauflösung	75
6.1.2 Ungünstige zeitliche Auflösung	76
6.1.3 Skala der Ableitungsberechnung	77
6.1.4 Zu viel Interpretationsspielraum bei xt_p und yt_p	77
6.2 Ausblick	78
6.2.1 Projekt (KLI.EN)	80
Tabellenverzeichnis	83
Abbildungsverzeichnis	86
Literaturverzeichnis	90
Dank	91
Lebenslauf	92

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Motivation und Grundlagen

Starkniederschlagsereignisse und ihre Vorhersagbarkeit beschäftigen schon längere Zeit Forschergruppen vor allem im Bereich der Meteorologie und Klimatologie. Arbeiten zum Thema „Parameterisierung von Niederschlag in Vorhersagemodellen“, und vor allem über „intensiven“ bzw. „extremen Niederschlag“ werden immer häufiger. Darin ist oft die Rede von immer höher werdender Auflösung der Modelle und der damit verbundenen Verringerung der Gitterpunktsdistanzen (Buzzi und Foschini, 2000). Diskutiert wird auch die Schwierigkeit der Parameterisierung des komplexen Wasserkreislaufs beziehungsweise die Parameterisierung der einzelnen Bestandteile, die es benötigt, um Niederschlag in einem Modell entstehen zu lassen (Buzzi und Foschini, 2000). Der Ort, die Zeit und die Menge des vom Modell vorhergesagten Starkniederschlages weichen oft von den tatsächlich beobachteten Werten ab (Mladek et al., 2000), (Chang, 1998), sodass bis heute kein Modell, ob global oder lokal, gefunden werden kann, das Starkniederschlagsereignisse zufriedenstellend vorhersagen kann. So tendieren die in Mladek et al. (2000) betrachteten Modelle dazu, die Niederschläge zu überschätzen. In mesoskaligen Modellen werden die Niederschläge im Schwarzwald an der Luvseite überschätzt und an der Leeseite unterschätzt (Wulfmeyer et al., 2008). Diese Effekte schränken die Verwendung der mesoskaligen Modelle für viele Entscheidungsträger und Endverbraucher ein (Wulfmeyer et al., 2008). Das betrifft in diesem Fall die totalen Niederschlagsmengen und die Frequenz von intensiven Niederschlagsereignissen über hoher Orografie. Klimasimulationen in Frei und Schär (1998) zeigen, dass die durch Treibhausgase hervorgerufene globale Erwärmung auch zur Befeuchtung der Atmosphäre und einer Intensivierung des Wasserkreislaufes führt. Das ist nicht selten darauf zurückzuführen, dass die Struktur der auftretenden Starkniederschläge sehr unterschiedlich und komplex ist. Jedes

Extremereignis hat seinen eigenen Ablauf. Buzzi und Foschini (2000) beobachten in Fallstudien, dass Niederschlag, der in Verbindung mit Fronten steht, in Modellen besser simuliert wird als der hauptsächlich konvektive Niederschlag vor der Front. Obwohl einige der Ereignisse abschnittsweise Ähnlichkeiten aufweisen, kann ein Vorfahrtsgemodell in den seltensten Fällen bei einer Wetterentwicklung mit extremen Niederschlagshöhen schon im Vorfeld eine genaue Abschätzung über die Intensität tätigen. Modellexperimente in Chang (1998) ergeben, dass die breitskaligen Niederschlagsmuster, die mit Fronten und zyklonalen Systemen in Verbindung gebracht werden, gut vorhergesagt werden. Die maximalen Niederschlagsmengen werden aber zu niedrig prognostiziert. Die Unterschiedlichkeit der Skala, in der Niederschläge auftreten und die damit verbundene Erwartung an die Modelle, die Skala zufriedenstellend vorherzusagen, ist laut Mladek et al. (2000) nicht gegeben. Studien haben gezeigt, dass die idealisierten Frontalzonen des klassischen synoptischen Modells oft von einigen sehr intensiven, baroklinen, mesoskaligen Unterzonen erzeugt werden, die in einer relativ großen Übergangszone eingebettet sind (Hobbs et al., 1975).

Starkniederschläge lassen sich in zwei verschiedene Kategorien einteilen: die konvektiven und die nicht-konvektiven bzw. stratiformen Niederschläge (Barry, 1989). Die konvektiven Ereignisse, die meistens in den energiereicheren Jahreszeiten (vor allem in den Sommermonaten) vorkommen und von kürzerer Dauer sind als die stratiformen Ereignisse, sind in ihrer Heftigkeit, Gewaltigkeit und Dramatik auch meist die Ereignisse, die den Menschen in Erinnerung bleiben und das Bild von extremem Niederschlag über die Jahre und Jahrzehnte geprägt haben. Starkniederschlagsergebnisse finden in Bezug auf den Zeitraum von 1993 bis 2003 öfter statt als erwartet. Es handelt sich oft um Ereignisse, die durch feuchte, potentiell instabile Luft, die am Alpenhindernis gehoben wird, charakterisiert sind. Das führt zu kurzzeitigen Niederschlagssummen von mehr als 200 mm (Bolliger et al., 2004).

Die stratiformen Ereignisse stehen den Konvektiven aber in der Intensität und Regenmenge um nichts nach. Sie dauern meist länger an, sind in ihrer räumlichen Ausdehnung größer und gehen immer mit synoptisch-dynamischen Systemen einher. In Bolliger et al. (2004) werden 11 Fallstudien von 7. 9. bis 15. 11. 1999 untersucht. Dabei stellt sich heraus, dass die meisten Ereignisse aus einer Mischung von konvektiver Aktivität, die in stratiformem Niederschlag eingebettet ist, und orografischer Hebung bestehen. Die meisten Niederschlagssysteme sind in erwähnter Arbeit von Frontensystemen begleitet, die über die Alpen wandern und eine Advektion von feuchtwarmer Luft im präfrontalen Gebiet der Kaltfront aufweisen. Diese Tatsache motiviert, weiterhin die Starkniederschläge auf alle Fälle mit mesoskaligen Systemen

in Verbindung zu bringen und durch eine objektive Methode eine Frontpassage mit dem einhergehenden Niederschlag zu verbinden. Auch Buzzi und Foschini (2000) halten es für wichtig, die mesoskaligen Strukturen, die mit Niederschlägen verbunden sind, zu identifizieren.

Durch die Berechnung der zweiten Ableitungen des Drucks kann eine objektive Frontlokalisierung ermöglicht werden. Bei einem massiven Kaltfrontdurchgang wird eine sehr ausgeprägte Veränderung im Drucksignal erwartet, die durch die verschiedenen Ableitungen des Drucks noch verdeutlicht werden können. Vor allem langsam wandernde Systeme können durch ein sehr deutliches Signal in den Ableitungen erkannt werden. Findet Niederschlag über Stunden hinweg vor allem an der Alpensüdseite (Bolliger et al., 2004) statt, so ist durch die an die Orografie gebundene Konvektion eine große Niederschlagsmenge zu erwarten.

Den Untersuchungen von Überschwemmungen wird auf Grund des zunehmenden öffentlichen Interesses auch außerhalb der meteorologischen Fachzeitschriften besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Maddox et al. (1979) zeigt, dass quasistationäre Fronten in den unterschiedlichsten Formen an einem Starkniederschlagsereignis beteiligt waren. Das legt den Rückschluss nahe, nicht erst bei der Analyse beispielsweise auf die Verlagerungsgeschwindigkeit einer Front zu achten, sondern dies schon bei der Vorhersage in Betracht zu ziehen. Bei der Bildung der zweiten Ableitungen schlägt schon (Tschanneit et al., 2003) vor, dass aus einer Kombination der Ableitungen auf die Geschwindigkeit einer Front rückgeschlossen werden kann. Näheres zu dieser Aussage findet sich bei den Erklärungen zur Interpretation der Ableitungen im Kapitel (4.3). Natürlich darf bei dieser Betrachtung die Tatsache, dass gerade in den Sommermonaten beziehungsweise im Sommerhalbjahr die mesoskaligen, konvektiven Systeme einen großen Beitrag zu außergewöhnlich hohen Niederschlägen leisten, nicht unbeachtet bleiben (Chang, 1998). Das Ergebnis von Chang (1998), dass synoptisch geprägte Überschwemmungen durch quasistationäre Bodenfronten und langsam wandernde Höhentröge charakterisiert sind, sollte man sich im Hinblick auf die Auswertung der Ableitungen bezüglich der Geschwindigkeit der Verlagerung von Systemen, im Gedächtnis behalten. Ein ausgeprägtes Signal sollte ja bei den Ableitungen vorhanden sein, wenn die Verlagerungsgeschwindigkeit sehr gering ist. Schnell wandernde Systeme scheinen in den Ableitungen nicht oder in unbrauchbarer Form auf. Das hat mit der minimalen zeitlichen Auflösung von 3 h zu tun (Bica et al., 2007)

Um einen Eindruck zu erhalten, wie groß und komplex der Einfluss der Orografie

auf Fronten und mesoskalige Systeme ist, wird folgender Teil über die Wirkung der Orografie auf Fronten aus (Barry, 1989) zitiert. Es handelt sich um eine Zusammenfassung, in der nur vereinzelt Literaturzitate wie sie (Barry, 1989) verwendet, aufscheinen.

„Effekte der Orografie auf Fronten“ (Barry, 1989)

Die Orografie hat 2 Haupteffekte auf Systeme; Frontalzyklonen, die eine Gebirgskette queren, unterziehen sich einer strukturellen Veränderung, und im Lee des Gebirges wird die Zyklogenese erhöht, wobei die strukturelle Veränderung der wichtigere Effekt ist. Die orografische Veränderung der Charakteristik einer Front hat einige dynamische und thermodynamische Mechanismen zur Folge. Ein solcher Effekt ist bekannt als „maskiert“. Das bedeutet, dass sich Fronten, die Gebirge mit ausgeprägten innergebirgigen Becken queren, über seichte Kaltluft hinwegsetzen. Das kann den Temperaturkontrast quer durch die Kaltfront in niederen Niveaus vermindern und den Kontrast quer durch eine Warmfront verstärken. Die dynamischen und thermodynamischen Effekte der Orografie kommen von der angetriebenen Hebung der Luft über das Hindernis, was zu einer Verdrehung der Temperaturstruktur durch diabatische Prozesse führt. Weil Warmfronten eine typische Neigung von 1:100 haben, die nicht parallel zu den gewöhnlich steileren (1:20), luvseitigen Hängen des Hindernisses ist, wird die Luft vor der Front eingeschlossen. Das führt zu einer Verzögerung der Bewegung des niedrigeren Frontbereichs. Die Folge sind länger andauernde Wolken und Niederschlag an den Hängen im Luv. Die Bewegung des höheren Frontbereichs ist davon unbehindert. Kaltfronten mit einer typischen Neigung von 1:20 tendieren ebenfalls dazu von den Gebirghindernissen abgebremst zu werden, weil die Windkomponente normal zur Front zuerst, und vor allem in niedrigen Niveaus, verlangsamt wird. Das wiederum führt zur Hebung der Frontoberfläche durch die Ansammlung von Kaltluft nahe des Bodenniveaus. Kaltluft kann so durch große Lücken in der Bergkette dringen und so das Frontprofil verzerren. Das ist oft zu beobachten, wenn Kaltfronten südöstlich durch Frankreich und Spanien ziehen und unterwegs auf die Pyrenäen, das Zentralmassiv und die Alpen stoßen.

Auf der Leeseite eines Gebirges und in innergebirgigen Becken kann das Vorhandensein von restlichen Kaltluftseen die niedrigeren Teile einer

Kaltfront schwächen. Verzögerung und Verdrehung von Fronten bewirken auch eine Veränderung des vertikalen Bewegungsfeldes und somit auch eine Veränderung der Wolken- und Niederschlagsmuster. Wenn Hebung an Hängen im Luv zu Niederschlag führt, gleichen die Fronten, die das Gebirge queren, denen in einer trockenen Atmosphäre. Das setzt ein Nichtvorhandensein von Kondensationserwärmung und ein Abschwächen der frontogenetischen Tendenzen voraus.“

Während ein Frontensystem eine Gebirgskette passiert, kann die Dynamik des Frontensystems laut Hobbs et al. (1975) auf zwei Arten verändert werden:

1. Veränderung der vertikalen Bewegungseigenschaften durch orografische Hebung
2. Abschwächung und Blockieren des horizontalen Windes durch das Gebirgshindernis

Für die Ableitungen hat es starke Auswirkungen, wenn sich an der Frontfläche und somit dem Druckfeld Änderungen ergeben. Werden Fronten abgebremst und das System somit langsamer, wird sich auch der Wert einer Ableitung abschwächen. Pradier et al. (2004) weist auf die Fallstudien im Jahr 1999 hin, bei denen die untersuchten Kaltfronten mit weitläufigem Niederschlag einhergehen. Für das Blockieren oder Überströmen eines Systems können mit den Ableitungen alleine wahrscheinlich keine seriösen Aussagen getätigt werden. Dazu kann die Froude-Zahl beispielsweise als zusätzliches Instrument eine Aussage möglich machen. Darauf soll in dieser Arbeit an späterer Stelle der Vollständigkeit halber eingegangen werden.

Weiter in (Barry, 1989):

„Am deutlichsten wird die Auswirkung eines Gebirges auf eine Front, wenn sich diese senkrecht zum Hindernis bewegt, auch wenn das System in Richtung eines Gebirgsendes abgelenkt wird. Die Effekte hängen auch von der Intensität und Geschwindigkeit des Systems ab. Wenn eine Kaltfront die Alpen vom Nordwesten erreicht, werden die Winde quer zur Front, die in niederen Niveaus wie eine Dichteströmung advehiert

werden, vom Hindernis blockiert oder abgelenkt. Ein seichter präfrontaler Südföhn wird oft in den nördlichen Alpentälern beobachtet, oft auch in Verbindung mit höherem Druck im Süden. Diese Verbindung fördert die Bildung eines orografischen Jets in niederen Schichten.

Die kalte Luft wird ostwärts entlang der Gebirgsfront als eine geleitete Dichteströmung beschleunigt, weil die Berge die Coriolisbeschleunigung nach rechts blockieren. Diese Strömung bevorzugt das Verlagern der Front entlang der Alpennordseite und die Bildung einer „Nase“ im Druckfeld; kalte Luft kann um das Gebirge herum nach Süden dringen. Die Kaltluft formt einen Staukeil gegen die östlichen Gebirgshänge.

Der sogenannte *Hinderniseffekt* der Gebirgsketten auf Luftbewegung ist am deutlichsten, wenn sie hoch und kontinuierlich sind und wenn die Folge eine Bewegung von stabiler Kaltluftmasse ist.

Während des Durchzugs eines synoptischen Systems über hohe Gebirge und Plateaus spiegeln die Wetterbedingungen die Tatsache wider, dass Eigenschaften der höheren Niveaus zu Eigenschaften der Oberfläche werden.

Bergketten verändern neben Frontsystemen auch das Windfeld durch die verschiedenen Druckeffekte. Dabei gibt es zwei charakteristische Arten von Strömungsstörungen:

1. Ein Druckunterschied von 10 hPa an der Oberfläche zwischen den Hängen im Luv (Hoch) und Lee (Tief) des Gebirges und
2. eine Ablenkung stromaufwärts des Luftstroms nach links auf der nördlichen Hemisphäre, in Verbindung mit einem orografisch gestörten Druckfeld (Smith, 1982).

Manche Druckunterschiede können von horizontaler Temperaturadvektion und latenten Wärmeeffekten verursacht werden (so genannte *Föhnnasen* illustrieren solche Effekte). Die *Hochdrucknase* auf der Luvseite ist in erster Linie einer hydrostatischen Strömung über ein Gebirge zuzuschreiben. Hebung bewirkt adiabatische Abkühlung in mittleren Schichten und erzeugt eine tiefere Schicht von kalter, dichter Luft. Im Lee einer Gebirgskette sinkt warme Luft ab, um die vom Hindernis verdrängte zu ersetzen. Stabile hydrostatische Strömung, die ein Gebirge erreicht, ver-

langsam sich, wenn sie auf das Gebiet mit hohem Druck stößt. Dabei wird die Corioliskraft abgeschwächt und die Luft dreht auf der nördlichen Hemisphäre wegen der Druckgradienten im Hintergrund nach links. Luftpakete, die nach links abgelenkt worden sind, befinden sich im niedrigeren Druck und bewegen sich so schneller als Luftpakete auf der rechten Seite der Strömung.“

Diese Strömungsänderungen in Richtung und Geschwindigkeit sollten auch im Druckfeld und somit auch in den Ableitungen zu finden sein. An dieser Stelle sei auch auf die Wichtigkeit der tiefen und langsam fortschreitenden Höhentröge mit feuchter Südströmung in niedrigen Schichten und das Einbringen von damit verbundener hoher potentieller Vorticity und ihrer Funktion als Wegbereiter für Starkniederschläge entlang der Südhänge der Alpen (Pradier et al., 2004) hingewiesen. Betrachtet man, im Gegensatz zu den meisten Untersuchungen, die eine Westströmung, die auf ein Nord-Süd gerichtetes Hindernis trifft, eine Südströmung, die eine West-Ost gerichtete Bergkette quert, findet sich ein markanter Unterschied zur klassischen Westströmung. Der Grund dafür ist, dass der Einfluss des Gebirges und die Änderung des Coriolisparameters in dieselbe Richtung arbeiten. Beide versuchen den Luftstrom in eine antizyklonale Richtung zu zwingen (Wiin-Nielsen, 1994). Orografische Änderung der Strömung ist ein kritisches Element für die Produktion von außergewöhnlichem Niederschlag (Rotunno und Ferretti, 2001).

(Barry, 1989) schreibt weiter:

„Der Einflussgrad der Alpen auf die Luftströmung hängt von der Strömungsrichtung ab. Für eine nördliche Strömung in 500 hPa wird der Coriolisterm, der mit der Breite zunimmt, von der orografisch hervorgerufenen antizyklonalen Krümmung ausgeglichen. Das hat keine signifikante Ablenkung zur Folge. Bei südlicher Strömung haben der Coriolisterm und der orografische Term dasselbe Vorzeichen, und das führt zu einer reduzierten Wellenamplitude.

Gebirghindernisse üben einen wesentlichen Einfluss auf seichte stabile Luftströmungen aus. Wenn im Winter, nördlich der „Brooks Range, Alaska“ beispielsweise, stabile Kaltluft das Gebirge von Norden her erreicht, wird diese nach links abgelenkt und erzeugt dabei westliche *Hinderniswinde* parallel zu den Bergen. Der isobarische Temperaturgradient normal zum Nordhang (mit der kalten Luft gegen den Hang) bewirkt eine thermische Windkomponente von Osten parallel zum Berg. Das ist gleichbedeutend einem starken Süd-Nord Druckgradient, durch

den eine westliche Komponente von geostrofischem Wind an der Basis der Kaltluft am Hang gegeben ist. Der thermische Windvektor zwischen den Schichten muss vom geostrofischen Wind in höheren Schichten subtrahiert werden, damit der geostrofische Wind in niedrigeren Schichten ermittelt werden kann. Wenn an die Westhänge der Sierra Nevada, Kalifornien, im Winter stabile Luft von Westen trifft, können solche Jets in den niederen Schichten ein Drucküberschuss von 5 hPa zur Folge haben. Leezyklogenese ist an der windabgewandten Seite von Hindernissen in den mittleren westlichen Breiten sehr wichtig sowie im Lee von weniger topografischen Zügen, wie den Alpen. Leezyklone können die Wetterbedingungen wenigstens an den Leehängen beeinflussen.“

Davon sind in Österreich vor allem Kärnten, die Südsteiermark und Osttirol betroffen. Die Leezyklone, die sich häufig südlich der Alpen bilden und feuchtwarme Meeresluft an die Alpensüdhänge bringen, sind oft für ergiebige Niederschläge in diesem Gebiet verantwortlich. Die meisten Zyklonen, die sich im Lee der Alpen gebildet haben, ziehen über das östliche Mittelmeer und haben eine Lebensdauer von ungefähr vier Tagen (Barry, 1989).

Zyklone, die sich im Lee der Alpen bilden, können in jeder Jahreszeit vorkommen. Am häufigsten aber sind sie im Herbst und im kalten Halbjahr allgemein. Zwei Muster, die zu Leezyklogenese führen, wurden von der ALPEX Studie identifiziert (Pichler und Steinacker, 1987) :

1. „Blockieren von kalter nordwestlicher Luftströmung durch die Alpen. Ein Mistralwind im Rhônetal begleitet dieses Muster, wenn die Kaltluft um die Alpen herumfließt. In diesem Fall befindet sich eine Zyklone stromaufwärts der Alpen. Das schwächt die Strömung an der Luvseite und verstärkt Hangabwinde der Berge. Das System entwickelt sich, bewegt sich schnell nach Südosten und verursacht nur eingeschränkte Auswirkungen innerhalb der Alpen.“
2. „Südwestliche Strömung in hohen Niveaus vor einem ostwärts wandernden Trog. Hier kann eine Blockierung und Strömungsteilung eine Warmfront über Nord-italien und eine Kaltfront über dem Golf von Genua erzeugen.“

Pradier et al. (2004) regen an, sich nicht alleine auf die windwärtige Seite der Alpen zu konzentrieren, sondern auch die postfrontalen Strömungen zu betrachten, die ausschlaggebend für die Dauer und Intensität eines Niederschlagsereignisses sein

können. Rotunno und Ferretti (2001) betrachten eine orografisch beeinflusste Strömung, die 2 Effekte auf den gesamten Niederschlag haben. Einerseits hat die Vertikalbewegung einen großen Einfluss auf die lokale Regenrate, und andererseits hilft die horizontale Bewegung festzulegen, wo und wie lange der Niederschlag fällt. Folgende Absätze stammen wieder aus (Barry, 1989):

„Zyklogenese wird ausgelöst durch orografisches Blockieren eines meridionalen Flusses von Kaltluft und einem Anstieg der Baroklinität in der unteren Troposphäre. Eine Entwicklung beginnt, wenn ein Höhentrog die Alpen erreicht und einer Verformung unterzogen wird. Buzzi und Tibaldi (1978) zeigen eine Wechselwirkung zwischen Topografie und einer von Nordwesten vorrückenden Kaltfront, die in Verbindung mit einem sich intensivierenden baroklinen Feld in der Höhe über Norditalien wirksam ist. Weiters zeigen sie, dass es wichtig ist, zwischen den Auswirkungen der Alpen auf das Druckfeld und auf die Frontalstruktur in niederen Niveaus einerseits und die Anpassung in der oberen Troposphäre andererseits zu unterscheiden. In den untersten 2 km, wo die Alpen ein 450 km langes Hindernis zu westlichen Luftströmen formen, beginnt die Wechselwirkung zwischen dem Hindernis und dem Luftstrom eine Druckstörung mit antizyklonaler Vorticity, durch die Verdichtung des Wirbelschlachs erzeugt wird, auf zu bauen. Über dem Gebirge und im Lee wird zyklonale Vorticity gebildet. Die gebogene, konvexe Form der westlichen Alpen bewirkt eine Verzerrung des thermischen Feldes in niederen Schichten wegen der Blockade der Kaltluft und das, betont durch die Kaltluftadvektion westlich der Alpen entlang des Rhônetales, verändert die Strömungsstruktur der oberen Troposphäre, wie es von der thermischen Windrelation angedeutet wird.“

Die 1000 - 500 hPa Schichtdickemuster zeigen typischerweise einen Trog westlich der Alpen, der verformt wird, wenn er die Berge erreicht, und einen Keil in dem konkaven Leegebiet der Alpen in Beziehung zu der zyklonalen Entwicklung an der Oberfläche. Zyklogenese findet am östlichen Ende eines konfluenteren thermischen Troges, verbunden mit dem südwärtigen Durchdringen von Kaltluft in den Westen der Alpen und dem Keil südlich des Gebirges, statt.

Einige Studien zeigen, dass sich in vielen Fällen ein Eddy im Lee der

Alpen vor Einlangen von postfrontaler Kaltluft bildet. Das steht in Beziehung zum Blockieren der Kaltluftmassen in niederen Schichten, zur Strömungsspaltung und zur Frontverformung. Die maximale Höhe des Hindernisses, nicht die mittlere Oberflächenhöhe, scheint das Blockieren zu kontrollieren. Die Kriterien, die für ein Blockieren und ein Aufspalten der Strömung durch ein Gebirgshindernis sprechen, sind eher willkürlich und nicht immer zuverlässig. Ein Schlüsselement ist die über den Bergen in oberen Schichten stattfindende Vorticityadvektion in sich verlagernden Jetstreaks (Mattocks und Bleck, 1986). So hohe Windschwindigkeitszonen sind verbunden mit intensiven Zyklonen, die sich eher direkt über die Alpen bewegen als nach Norden zu ziehen.“

Ob eine Strömung an einem Hindernis blockiert oder abgelenkt wird, kann mit Hilfe der Froude-Zahl ermittelt werden. Kunz und Kottmeier (2003) verwenden in ihrer Arbeit die Froude-Zahl als Indikator für Niederschlagsereignisse mit der Begründung, dass für höhere Froude-Zahlen auch höhere Niederschlagsintensitäten zu erwarten sind. Ein Blockieren reduziert die Windkomponente normal zum Hindernis. Leeefekte sind stark variabel für Starkwindereignisse (Barry, 1989). Die Informationen über die Verlagerungsgeschwindigkeit von Systemen und Fronten werden aus den Berechnungen der zweiten Ableitungen des Drucks erwartet. Je nach gewünschter Skala könnte man die Geschwindigkeit einer ziehenden Front oder auch eines synoptischen Systems in Erfahrung bringen.

Eine Kaltfront, die ein Gebirgshindernis quert, wird nahe dem südlichen Ende der Bergkette auch gestreckt (Smith, 1982). Das hilft, Gradienten quer zur Front zu betonen, die die barokline Instabilität unterstützen können. Mit Hilfe der berechneten Ableitungen kann eine Veränderung des Gradienten sofort erkannt werden und somit die Veränderungen in der Baroklinität der unteren Atmosphärenschicht objektiv erkennbar gemacht werden. Wenn Gebirge Fronten beeinflussen, so haben sie auch Einfluss auf die Verteilung und Menge des Niederschlags. Der Grad der Beeinflussung ist aus Mangel an Stationen in großen Höhen und den zusätzlichen Schwierigkeiten, den Beitrag des Schneefalls zum Gesamtniederschlag, speziell an windzugewandten Seiten, festzustellen, nicht bekannt (Barry, 1989).

Die Wichtigkeit der hohen Geschwindigkeit der Strömung in niederen Schichten und der Erdrotation für ausreichend starke Hebung wurde genauso offensichtlich wie die Rolle des Alpenbogens für die Konzentration von Niederschlag in einem vergleichsweise kleinerem Gebiet (Schwarzwald) (Volkert, 2000). Die Tatsache, dass eine hohe Geschwindigkeit wichtig ist, könnte für die Ableitungen ein Problem darstellen, da, wie schon erwähnt, eher langsam ziehende Systeme in den Darstellungen erkannt

werden können.

Für die Klimatologie können sich bei einem signifikanten Zusammenhang zwischen den zweiten Ableitungen des Drucks und Starkniederschlägen neue Möglichkeiten für die Aussagekraft von Trendanalysen bei Starkniederschlägen ergeben. Es besteht die Schwierigkeit, dass stochastische Variationen in einer Klimaaufzeichnung die Genauigkeit einschränken, mit der ein langzeitlicher Trend geschätzt werden kann (Frei und Schär, 2001). Da der Niederschlag mit seinem Stochasmus in diesem Bereich nie zu befriedigenden Ergebnissen führen wird, eröffnet sich für die Klimatologie ein neues Feld der Bearbeitungsmöglichkeiten und Analysen, weil der Druck und somit auch seine Ableitungen ein ganz anderes Verhalten als der Niederschlag an den Tag legen. Laut Frei und Schär (2001) können sich bei der Trendanalyse von Starkniederschlägen zwei Arten von Missinterpretationen ergeben:

1. „Die Schätzung wird irrtümlicherweise für das Signal eines langzeitlichen Trends gehalten, obwohl dessen Wert in Wahrheit durch die stochastische Variation in der Aufzeichnung verursacht ist.“
2. „Ein existierender Langzeittrend im Klimaparameter, der zur Diskussion steht, wird nicht identifiziert, weil dieser von kurzzeitigen, stochastischen Störungen überschattet wird.“

(Barry, 1989) schreibt zur Niederschlagsverteilung:

„Um zwischen konvektiven und Luftmassensituations unterscheiden zu können, können die vertikalen Profile des Feuchtegehalts und die Windgeschwindigkeit als Steuerung beteiligt werden. Der atmosphärische Wasserdampfgehalt vermindert sich in der unteren Troposphäre schnell mit der Höhe, sodass der Betrag in 3 km Höhe ungefähr ein Drittel dessen auf Meeressniveau ist. Aus dieser Sicht könnte man Niederschlagsmengen erwarten, die in derselben Weise mit der Höhe abnehmen. Die Wasserdampfflusskonvergenz, Wolkenwassergehalt und vertikales Windprofil stellen jedoch die dominanteren Einflüsse dar.“

In einem einfachen konvektiven Wolkensystem (nur mit Vertikalbewegung) ist das Niederschlagsmaximum nahe der Wolkenbasis. In Cumulonimbuswolken mit starken vertikalen Aufwinden ist die Zone von maximalem Niederschlag irgendwo über der Wolkenbasis zu finden.

In den mittleren Breiten kommt Niederschlag im Winterhalbjahr vorherrschend von advektiven Situationen. Die großskalig erzwungene Hebung von Luft über ein Berghindernis könnte die allgemeine Vertikalbewegung in einem zyklonalen System verstärken, oder er könnte bedingte Instabilität und Schauertätigkeit, speziell in polarmaritimen Luftströmungen freigeben. Die Auswertungen von Alpenstationen haben ergeben, dass die vertikalen Abnahmen im Feuchtegehalt bis zu einem Druckniveau von 700 hPa durch den Anstieg der Windgeschwindigkeit mit der Höhe mehr als kompensiert werden. Die Menge von orografisch bedingtem Niederschlag hängt von 3 Faktoren ab, die auf verschiedenen Skalen wirken:

1. Luftmasseneigenschaften und die synoptischskaligen Druckmuster
2. Lokale Vertikalbewegung aufgrund des Geländes
3. Mikrophysikalische Prozesse in der Wolke und die Verdunstung von fallenden Tropfen

Das Druckfeld bestimmt die Windgeschwindigkeit und -richtung. Orografischer Starkniederschlag ist in Großbritannien dann wahrscheinlich, wenn die Winde stark und senkrecht zu einer exponierten Gebirgskette wehen, und die Luft schon feucht und wolzig ist. Solche Bedingungen kommen gewöhnlich im Warmsektor von frontalen Zyklonen vor. Die Warmfronten werden wegen der Orografia über die Luvhänge mit gleicher Neigung zur Front (1:100) gehoben, während Kaltfronten (1:50) kleinere Hebungen erfahren und nicht über die Hänge gehoben werden. Über Großbritannien sind orografische Effekte an Bodenkaltfronten, bei denen der Niederschlag in jedem Fall stark ist, unbedeutend. Vor der Front, im Warmsektor, wechseln orografische Effekte, die von der Existenz verschiedener Wolken und der Windgeschwindigkeit am Boden abhängen. Konvektive mesoskalige Niederschlagsgebiete innerhalb von Warmsektoren können durch die Orografia hervorgehoben werden. Sie können 6 Stunden oder mehr bestehen und einen großen Beitrag zum Starkniederschlag leisten.“

In den fünf ausgewerteten Fallstudien aus der Arbeit von Buzzi und Foschini (2000)

leistet die Orografie einen komplexeren Beitrag als einfach nur die Luft an der windzugewandten Seite zu heben. So kann die Strömung von Gebirgen abgelenkt oder durch Lücken kanalisiert werden. Das kann Low-Level-Jets und Konvergenzonen zur Folge haben.

Zu Starkniederschlägen schreibt (Barry, 1989) folgendes:

„Hochreichende Cumuluskonvektion wird durch mesoskalige Hebung, die durch latente Wärme angetrieben wird, ausgelöst. Starkniederschlag erfordert, wie es scheint, einen Auswaschungsprozess durch Tropfen von 0,1 - 0,5 mm Radius, die aus höheren Wolkenschichten fallen. Große Tropfen haben eine hohe Fallgeschwindigkeit und bekommen so wenig Zuwachs. Die Starkregenfälle sind gewöhnlich eine Art verlängerter *leichter Regen* mit Intensitäten von ungefähr 6 mm/h. Die Hälfte des Flüssigwassers einer Wolkensäule ist in ungefähr 6 Minuten entfernt, in denen die Wolke 5 - 10 km verlagert wurde. Der Großteil des zur Verfügung stehenden Wassers ist damit ausgeregnet. 30 - 50 % des zur Verfügung stehenden Wassers könnte ausfallen, wenn nur seichte, feuchte Schichten vorhanden sind. Eine feuchte Westströmung breitet sich nicht über die Berggipfel (3,5 - 4 km) aus und wird so blockiert und abgelenkt. Diese stabile Atmosphärensituation ändert sich zu einer neutralen Situation, wenn sich ein tiefer Sturm durch die gesamte Troposphäre ausbreitet. Eine barokline Zone ist normalerweise nur in der oberen Hälfte der Troposphäre vorhanden. Eine konvektive Wolkenlinie entwickelt sich über einer horizontalen Konvergenzzone in niedrigen Niveaus an der Basis der Berge. Schließlich beginnt die Dissipation, die in den obersten Gebirgschichten vorkommt, mit Niederschlägen.“

Generell stehen Niederschlagsmaxima über Gebirgsketten in mittleren Breiten eng mit der geglätteten Topografie in Verbindung. Regenmesser in kleinen Tälern innerhalb eines Bergkomplexes können Gesamtsummen in Bezug auf die umgebenden Gebirge charakteristischer aufzeichnen. Große, tiefe Täler erzeugen ihr eigenes Windsystem, das sehr verschiedene Niederschlagsverteilungen zur Folge haben kann.

Zusätzlich zu den geografischen Mustern gibt es auch unterschiedliche Muster auf den jahreszeitlichen und noch kürzeren Zeitskalen. Wenn an einem Gebirge entweder konvektive oder zyklonale Niederschlagsarten vorherrschen, kann es zu einer Verschiebung im Vertikalprofil der Nie-

derschlagsverteilung kommen, die keine allgemeine und für immer gültige Aussage über die Verteilung zulässt. Sturmarten und synoptische Strömungsmuster können auch große Unterschiede in orografischen Effekten herbeiführen.“

Eine eindeutige Aussage über den Einfluss der Orografie auf den Niederschlag ist nicht möglich. Nun soll der orografische Bestandteil im Niederschlag noch aus einer Betrachtung von (Barry, 1989) angeführt werden.

„Der Niederschlag, der in einer bergigen Gegend fällt, setzt sich aus einem Wert, der in der Abwesenheit von Bergen als ein Ergebnis von Konvektion und zyklonaler Konvergenz vorkommt, und einer orografischen Komponente zusammen. Letztere besteht aus der Intensivierung dieser Prozesse über dem Gebirge sowie aus der erzwungenen Hebung der Luft durch das Gelände. Es wird fast nur der Gesamtniederschlag diskutiert, aber es gibt auch Versuche, den besonderen Beitrag von orografischen Effekten zu unterscheiden. Auch ein 20stündiges Ereignis mit leichtem Niederschlag an den Luvhängen nach einem Frontdurchgang ist orografischen Effekten zuzuschreiben. Im Gegensatz dazu sind die einzigen signifikanten Regenfälle an der Leeseite mit der Front verbunden. Die Schätzung des möglichen maximalen Niederschlags - das Maximum, das über einem bestimmten Abflussgebiet in einem bestimmten Zeitintervall und Jahreszeit fallen kann - ist in gebirgigen Gebieten problematisch.“

Niederschlag in Gebirgsregionen und Strömungen auf der Mesoskala stehen eng miteinander in Verbindung. Gerade die genauere Betrachtung der Strömung und der Druckkonfigurationen durch die Bildung der Ableitungen soll eine alternative und objektive Möglichkeit bieten, vor allem starke, seltene Niederschlagsereignisse räumlich und zeitlich zu lokalisieren.

Die Funktionsweise der Ableitungen und deren Bedeutung und ihr genauer Zusammenhang mit der Synoptik wird in Kapitel (4.3) eingehender behandelt. Trotzdem wird hier kurz die Grundlage über die Kinematik der Druckgebilde aus Kurz (1990) zitiert:

„Bei der Verlagerung der Druckgebilde stellt man häufig eine Rhythmisierung fest. So beobachtet man vielfach, dass die Tiefausläufer innerhalb von 24 Stunden in das Gebiet der vorgelagerten Zwischenhochkeile wandern und umgekehrt. Bei stark entwickelter Zonalströmung beobachtet man allerdings ebenso häufig die Tendenz zu einer 12stündigen Halbperiode für die Passage von Tiefausläufern und Zwischenhochkeilen des Bodenfeldes bzw. Trögen und Rücken der Höhenströmung.“

Die quantitative Bestimmung der Verlagerung von Druckgebilden kann durch die Formeln von lokalzeitlichen Änderungen eines skalaren Parameters ausgedrückt werden.

$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} < 0$ bei einem Rücken und

$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} > 0$ bei einem Trog,

wenn die x-Achse senkrecht zur Achse des Druckgebildes orientiert ist.

$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$ beschreibt die Krümmung des Druckprofils.

Mit der Ableitung $\frac{\delta}{\delta t} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)$ erhält man $c = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}$. Die Geschwindigkeit eines Troges bzw. Rückens ist somit direkt proportional dem Gradienten der Druktendenz normal zur Achse und umgekehrt proportional zur Krümmung des Druckprofils.,“

Durch die Bildung von dreidimensionalen Kennzahlen (Tschanne et al., 2003) ist eine innovative Methode zur Erkennung von Extremniederschlagsereignissen gefunden worden. In dieser Arbeit soll nun die Anwendbarkeit für den Nowcasting Bereich abgeschätzt werden, sowie das Verhalten der Ableitungen während die einzelner Starkniederschlagsereignisse genauer betrachtet werden. Dabei werden einige Extremniederschlagsereignisse im Zeitraum von 1980 bis 2000 untersucht, um charakteristische Strukturen der gebildeten Ableitungen finden zu können. Mit Hilfe der Ableitungen oder einer Kombination mehrerer Ableitungen könnten somit Aussagen über die Strömungseigenschaften (z.B. Verlagerungsgeschwindigkeit) gemacht werden (Tschanne et al., 2003).

1.2 Struktur der Arbeit

Kapitel 2 beschreibt die beiden verwendeten Datensätze, wovon einer für die Niederschlagsstatistik, mit deren Hilfe ein Extremereignis als solches identifiziert werden soll, verwendet wird und der zweite für die Ableitungsberechnung benötigt wird. Kapitel 3 beschreibt die Auswertung der Niederschlagsdaten und die statistischen

Methoden. In Kapitel 4 finden sich die Beschreibung der Methode, die zur Berechnung der Ableitungen aus den Daten der VERA Druckanalysefelder herangezogen wurde, sowie die Bedeutung der Ableitungen. Die ausgewählten Fallstudien werden in Kapitel 5 ausführlich beschrieben und die Ergebnisse der Arbeit in Kapitel 6 diskutiert, wo auch ein Ausblick für mögliche weiterführende Arbeiten gegeben wird.

Der nachfolgende Teil der vorliegenden Arbeit umfasst also zwei verschiedene Bereiche: Einen statistischen Bereich, der mit Niederschlagsdaten und deren Darstellung zu tun hat, und einen analytisch-synoptischen Teil, der sich mit der Berechnung von Kennzahlen aus Druckanalysefeldern auseinander setzt. Die Auswertung der Niederschlagsdaten liefert die Termine der Starkniederschlagsereignisse. Zu diesen Terminen werden die Kennzahlen anschließend berechnet.

Die Methode zur Berechnung der Ableitungen und der vermutete Zusammenhang zur Erkennung von Starkniederschlägen kommen aus der Arbeit Start.Clim12 von Tschannett et al. (2003). Diese Arbeit liegt der vorliegenden Diplomarbeit zu Grunde. Teilweise wird genannte Arbeit im theoretischen Teil genauer betrachtet. Das Analyseverfahren und die Beschreibung dessen Funktionsweise sind die Arbeit (Tschannett et al., 2003) angelehnt.

Kapitel 2

Daten

In diesem Abschnitt werden die verwendeten Daten näher beschrieben. Es handelt sich dabei um zwei völlig verschiedene Datensätze, die in zwei verschiedenen Bereichen der Arbeit vorkommen. Sie müssen deshalb auch nicht zeitlich und räumlich in demselben Umfang vorhanden sein, weil sie weder miteinander verglichen werden, noch in einem anderen Kontext, der das notwendig machen würde, zueinander zu tragen kommen.

2.1 Daten für die Statistik der Extremereignisse

Bei den Daten für die Niederschlagsstatistik handelt es sich um Zeitreihen aus dem SYNOP-Datenarchiv der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik). Sie liegen für 190 Stationen innerhalb der österreichischen Staatsgrenze für unterschiedliche Zeiträume vor. Die Länge der Zeitreihen erstreckt sich von 1 bis 26 Jahren. Für eine brauchbare klimatologische Auswertung der Daten werden nur Stationen herangezogen, deren Zeitreihen 20 Jahre oder mehr betragen. Um von einem klimatologischen Mittelwert zu sprechen, bedarf es eines Betrachtungszeitraumes von 30 Jahren. Dies wurde bei der Datensammlung bedacht, leider konnte sich aber in dem Zeitraum keine 30jährige, lückenlose Niederschlagsaufzeichnung finden. Von der Stationsgesamtheit werden die in Tabelle 2.1 aufgelisteten Stationen zur Berechnung herangezogen.

<i>Stationsnummer</i>	<i>Stationsname</i>	<i>Höhe</i>	<i>Anzahl der Jahre</i>
11001	Wolfsegg	660 m	26
11008	Rohrbach	600 m	26
11010	Hörsching	298 m	26
11012	Kremsmünster	383 m	26
11015	Freistadt	549 m	26
11020	Stift Zwettl	505 m	26
11021	Litschau	559 m	26
11022	Retz	320 m	26
11024	Jauerling	952 m	26
11028	St. Pölten	270 m	26
11030	Langenlebarn	175 m	26
11032	Poysdorf Ost	202 m	26
11035	Wien Hohe Warte	203 m	26
11036	Schwechat	183 m	26
11101	Bregenz	424 m	26
11105	Feldkirch	440 m	26
11128	Brenner	1449 m	26
11130	Kufstein	495 m	26
11135	Hahnenkamm	1790 m	26
11116	Reutte in Tirol	850 m	26
11120	Flughafen Innsbruck	579 m	25
11138	Rudolfshütte	2304 m	26
11140	Lofer	625 m	26
11146	Sonnblick	3105 m	26
11147	Radstadt	858 m	26
11148	St. Michael im Lungau	1094 m	26
11150	Flughafen Salzburg	430 m	26
11153	Mondsee	491 m	26
11155	Feuerkogel	1618 m	26
11157	Aigen im Ennstal	640 m	26
11165	Zeltweg	677 m	26
11172	Mariazell	865 m	26
11175	Bruck an der Mur	482 m	26
11182	Wr. Neustadt	285 m	26
11190	Eisenstadt	184 m	26
11192	Kleinziecken	267 m	26
11204	Lienz	659 m	26
11207	Reisach	646 m	26
11212	Villacher Alpe	2164 m	26
11214	Preitenegg	1035 m	26
11225	Weitensfeld	705 m	26
11231	Klagenfurt	447 m	26
11240	Flughafen Graz	340 m	26
11241	Schöckl	1445 m	26
11112	Landeck	798 m	25
11141	Bischofshofen	543 m	25
11109	St. Anton am Arlberg	1283 m	24
11126	Patscherkofel	2247 m	24
11127	Obergurgel	1938 m	24
11156	Bad Ischl	469 m	24
11210	Mallnitz	1196 m	23
11211	Radenthein	685 m	23
11213	Villach Stadt	494 m	23
11136	Krimml	1009 m	22

fortgesetzt ...

<i>Stationsnummer</i>	<i>Stationsname</i>	<i>Höhe</i>	<i>Anzahl der Jahre</i>
11194	Neusiedl am See	135 m	22
11174	St. Michael bei Leoben	580 m	21
11245	Bad Gleichenberg	280 m	21
11163	Stolzalpe	1305 m	20

Tab. 2.1: Für die Statistikauswertung verwendete Stationen der ZAMG

2.2 Daten für die Analyse und Ableitungsberechnung

Bei den hier verwendeten Daten handelt es sich um die qualitätskontrollierten Felder des reduzierten Drucks der VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis). Die Daten liegen für ein regelmäßiges Gitter mit 43 mal 64 Gitterpunkten vor Abb.(2.1): 64 Punkte in West-Ost-Richtung (x-Achse) und 43 Punkte in Süd-Nord-Richtung (y-Achse). Der Abstand zwischen den einzelnen Gitterpunkten beträgt in beide genannte Richtungen 20 km. Die genaue Beschreibung der Druckreduktion ist in Tschannett et al. (2003) zu finden. Weitere Informationen zur VERA finden sich auf (<http://www.univie.ac.at/AMK/vera/>), und eine Beschreibung der Methode in Steinacker et al. (2006). Die Druckfelder werden für den Zeitraum 1980 bis 2001 für die Berechnung der Ableitungen zur Verfügung gestellt.

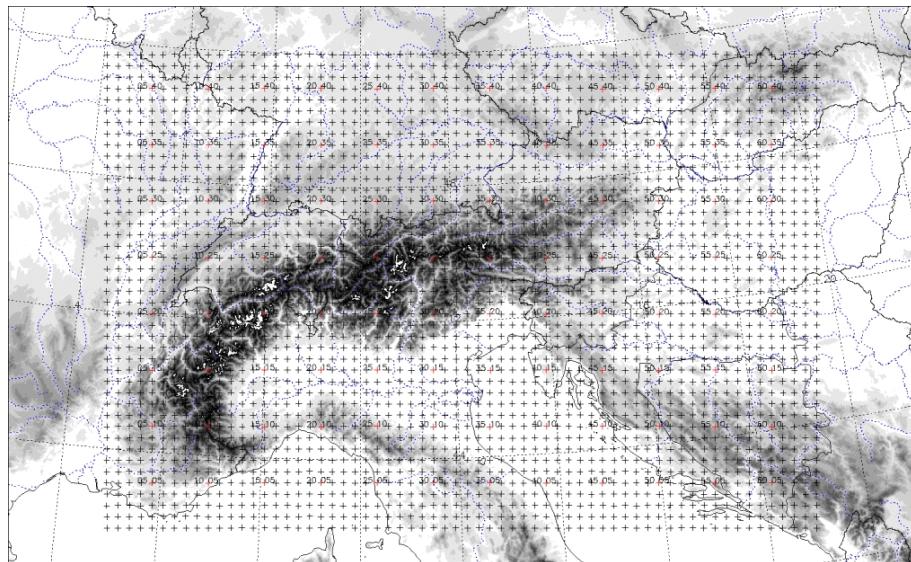


Abb. 2.1: Ausschnitt des verwendeten Datenbereichs der VERA mit dem Feld der Gitterpunkte, die im Abstand von 20 km zueinander stehen.
Quelle: Universität Wien

Kapitel 3

Statistik der Extremereignisse

Um aus den 30jährigen Datenreihen die Extremniederschlagsereignisse heraus zu filtern, wird anfangs eine für die statistische Darstellung von Niederschlag untypische Methode verwendet. Die Idee dafür wird auch schon in Schönwiese et al. (2003) verwendet. Es werden Mittelwert, Varianz, Standardabweichung und ein Vielfaches der Standardabweichung berechnet. Untypisch ist die Methode deshalb, weil die Niederschlagsereignisse nicht normalverteilt sind. Das Hauptkriterium für diese Statistikinstrumente ist aber die Normalverteilung der Daten. Da die auf diese Weise berechneten Mittelwerte und Standardabweichungen sensibel auf Extremwerte (bzw. Ausreißer) reagieren, erscheint die Methode dennoch als optimales Instrument eben diese in den Zeitreihen der Niederschlagsdaten zu erkennen.

Eine weitere Methode zur Berechnung eines Schwellwerts ist, den Interquartilabstand der Daten zu ermitteln. Das scheint auch die für diese Arbeit bessere Art zur Schwellwertbildung für Extremereignisse zu sein, weil sie unabhängig von der Verteilung der Daten ist. Das ist der Grund, warum die Schwellwerte, die mittels Interquartilabstand berechnet werden, für die weiteren Schritte zum Einsatz kommen. Die zusätzliche Berechnung mit ersterer Methode bleibt für einen Vergleich und als Überprüfung erhalten. In dieser Arbeit wird sie aber nicht dargestellt oder weiter erwähnt werden.

Im folgenden Unterkapitel werden die Formeln, die zur Berechnung herangezogen werden, beschrieben. Danach folgt eine Erklärung, wie die Extremniederschlagsergebnisse im Detail ermittelt werden.

3.1 Statistische Grundlagen

3.1.1 Mittelwert

Die Berechnung des arithmetischen Mittelwerts geschieht nach der Formel

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum a_i \quad (3.1)$$

wobei $a_i, i=1,\dots,n$ (n = Stichprobenumfang) die Merkmalswerte bzw. Daten sind (Schönwiese, 2000).

3.1.2 Varianz

Folgende Formel wird zur Berechnung der Varianz verwendet

$$\sigma^2 = \frac{1}{n-1} \sum a_i^2 \quad (3.2)$$

wobei sich a_i^2 aus der Berechnung $(a_i - \bar{a})^2$ ergibt (Schönwiese, 2000). Bei n handelt es sich wieder um den Stichprobenumfang und die Berechnung erstreckt sich von $i=1,\dots,n$.

3.1.3 Standardabweichung

Die Standardabweichung ist das Variationsmaß

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (a_i - \bar{a})^2} \quad (3.3)$$

In Gleichung (3.3) werden die quadratischen Abweichungen der Daten vom arithmetischen Mittelwert dargestellt (Schönwiese, 2000).

3.1.4 Interquartilabstand

Der Interquartilabstand unterscheidet sich nun von der Standardabweichung und Varianz in seiner Unabhängigkeit im Zusammenhang mit der Normalverteilung der Daten. Folgende Formel kann für die Berechnung des Interquartilabstands verwendet werden.

$$QA = Q_3 - Q_1 \quad (3.4)$$

Q_3 ist das dritte oder obere Quartil, Q_1 das erste bzw. untere Quartil.

Ein Quartil ist ein Lokalitätsmaß einer stetigen Verteilung, bei dem die Wahrscheinlichkeit p für einen Wert $\leq p$ oder $\geq (1 - p)$ ist. (Schönwiese, 2000). Mit folgender Formel kann ein Quartil berechnet werden.

$$Q_i = p * (n + 1) \quad (3.5)$$

Mit $p = (0, 25)$ oder auch 25 % und mit n als Datenumfang wird das 1. Quartil berechnet. Bei $p = (0, 75)$ erhält man das 3. Quartil und bei $p = (0, 5)$ das 2. Quartil, das auch der Median des Datensatzes ist. Wenn die Verteilung annähernd symmetrisch zum Median ist, sind Q_1 und Q_3 annähernd gleich weit vom Median entfernt.

3.1.5 Berechnung der Schwellwerte für Extremereignisse

Zunächst werden aus den gesamten Niederschlagsdaten jene Stationen, die mindestens 20 Jahre möglichst durchgehende Datenreihen aufweisen, ausgewählt (siehe Tabelle (2.1)). Von diesen Stationszeitreihen werden die 24ständigen Niederschlagssummen für jeden Tag gebildet. 24ständig bedeutet in diesem Fall von 06:00 UTC bis 06:00 UTC des Folgetages. Eine 24ständige Niederschlagssumme für den 5. 6. beispielsweise beinhaltet den Niederschlag von 06:00 UTC des 5. 6. bis 06:00 UTC des 6. 6. Für jede einzelne Station werden der Mittelwert (3.1), die Standardabweichung (3.2), die Varianz (3.3), die Quartile (3.4) und der Quartilabstand (3.5) für das Winterhalbjahr (betrifft die Monate Oktober, November, Dezember, Januar, Februar und März) und für das Sommerhalbjahr (betrifft die Monate April, Mai, Juni, Juli, August, September) berechnet. Das sind die Grundlagen für folgende Berechnung eines Schwellwertes, der angibt, ab welchem Wert ein Ereignis als extrem eingestuft werden soll.

Die Ermittlung des Schwellwertes mittels Standardabweichung lautet nun

$$SW_1 = MW + 2\sigma \quad (3.6)$$

Die Berechnung des Schwellwertes durch den Interquartilabstand lautet

$$SW_2 = MW + QA \quad (3.7)$$

3.2 Ergebnisse der Statistikauswertung

Zur besseren Übersicht zeigt Tab. (3.1) die Ergebnisse der statistischen Auswertung der Niederschlagsdaten. Die Tabelle enthält die Stationsinformationen sowie den Schwellwert für das Winterhalbjahr (WHJ) und das Sommerhalbjahr (SHJ). Die vorletzte Spalte zeigt die Anzahl der Ereignisse, die den festgelegten Kriterien nach als extrem eingestuft werden können. Gezählt werden alle extremen Ereignisse, die in den in Tab. (2.1) angegebenen Zeiträumen jeder Station vorkommen. Die letzte Spalte gibt die Anzahl aller Niederschlagsereignisse an, die an den Stationen im angegebenen Zeitraum (Tab. 2.1) stattgefunden haben. Es werden, wie auch in allen anderen Berechnungen dieser Arbeit, die Niederschläge, die in Spuren (das heißt nicht messbarer Niederschlag < 1 mm) gefallen sind, nicht berücksichtigt.

<i>Stationsnummer</i>	<i>Stationsname</i>	<i>Stationshöhe</i>	<i>Schwellwert 2 WHJ [mm]</i>	<i>Schwellwert 2 SHJ [mm]</i>	<i>Anzahl der Ereignisse extrem</i>	<i>Anzahl der Ereignisse insgesamt</i>
11001	Wolfsegg	660 m	17,20	20,71	213	5040
11008	Rohrbach	600 m	12,92	15,37	237	4399
11010	Hörsching	298 m	13,35	18,56	243	5646
11012	Kremsmünster	383 m	22,55	30,23	305	5263
11015	Freistadt	549 m	14,54	18,33	210	4793
11020	Stift Zwettl	505 m	13,18	20,00	203	4593
11021	Litschau	559 m	20,02	24,28	255	4257
11022	Retz	320 m	11,48	17,36	172	4373
11024	Jauerling	952 m	12,39	19,85	217	4175
11028	St. Pölten	270 m	14,75	20,47	226	5179
11030	Langenlebarn	175 m	14,20	20,19	160	5486
11032	Poysdorf Ost	202 m	15,29	22,77	191	4475
11035	Wien Hohe Warte	203 m	17,52	20,88	234	5659
11036	Schwechat	183 m	14,12	19,63	144	5404
11101	Bregenz	424 m	26,71	35,67	297	5502
11105	Feldkirch	440 m	20,67	31,50	240	5131
11109	St. Anton am Arlberg	1283 m	18,30	21,02	193	4663
11112	Landeck	798 m	17,53	19,90	193	3658
11116	Reutte in Tirol	870 m	16,19	21,41	291	5157
11120	Flughafen Innsbruck	579 m	17,41	22,37	221	5382
11126	Patscherkofel	2247 m	16,04	20,81	191	4914
11127	Obergurgel	1938 m	12,42	15,01	173	3324
11128	Brenner	1449 m	17,85	27,29	278	5393
11130	Kufstein	495 m	23,52	29,12	229	5362
11135	Hahnenkamm	1790 m	18,82	34,85	330	4945
11136	Krimml	1009 m	18,80	26,16	161	4330
11138	Rudolfshütte	2304 m	40,37	45,80	223	5627
11140	Lofer	625 m	23,49	31,32	203	4911
11141	Bischofshofen	543 m	25,22	29,13	250	4932
11146	Sonnblick	3105 m	26,67	26,64	187	6027
11147	Radstadt	858 m	25,22	29,13	250	4164
11148	St. Michael im Lungau	1094 m	19,72	21,14	201	4208
11150	Flughafen Salzburg	430 m	17,89	28,91	223	5827

fortgesetzt ...

<i>Stationsnummer</i>	<i>Stationsname</i>	<i>Stationshöhe</i>	<i>Schwellwert 2 WHJ [mm]</i>	<i>SHJ [mm]</i>	<i>Anzahl der Ereignisse extrem</i>	<i>insgesamt</i>
11153	Mondsee	491 m	20,96	28,89	193	3968
11155	Feuerkogel	1618 m	29,68	38,24	301	6092
11156	Bad Ischl	469 m	18,54	25,51	220	4492
11157	Aigen im Ennstal	640 m	17,54	21,06	267	5626
11163	Stolzalpe	1305 m	15,83	26,20	86	3163
11165	Zeltweg	677 m	17,39	21,52	245	5045
11172	Mariazell	865 m	17,99	23,69	235	4970
11174	St. Michael bei Leoben	580 m	21,07	28,89	180	2704
11175	Bruck an der Mur	482 m	14,94	21,04	180	3530
11182	Wr. Neustadt	285 m	14,89	22,57	182	4673
11190	Eisenstadt	184 m	20,72	25,21	225	4614
11192	Kleinziecken	267 m	17,29	21,37	200	4238
11194	Neusiedl am See	135 m	20,79	25,37	171	2540
11204	Lienz	659 m	28,41	26,82	238	3801
11207	Reisach	646 m	36,26	32,44	254	3725
11210	Mallnitz	1196 m	18,49	21,64	213	3837
11211	Radenthein	685 m	15,58	20,99	174	3375
11212	Villacher Alpe	2164 m	22,43	26,32	301	5217
11213	Villach Stadt	494 m	26,34	28,39	166	3026
11214	Preitenegg	1035 m	19,95	24,06	241	4079
11225	Weitensfeld	705 m	14,73	22,99	182	2947
11231	Klagenfurt	447 m	23,17	24,00	230	4673
11240	Flughafen Graz	340 m	20,08	23,97	218	4735
11241	Schöckl	1445 m	18,00	28,90	227	3910
11245	Bad Gleichenberg	280 m	18,18	23,75	191	3063

Tab. 3.1: Schwellwerte für das Winter- und Sommerhalbjahr sowie die Anzahl der Extremer-eignisse und die Anzahl der Niederschlagsereignisse ohne Spuren für alle verwendeten Stationen lt. Stationsliste 2.1

3.2.1 Auswahl der Extremniederschlagsfallstudien

Die beschriebene Berechnung hat eine Vielzahl von Niederschlagsereignissen als extrem eingestuft. Die Anzahl der Ereignisse wird dennoch stark verringert, wenn nur großräumige Ereignisse betrachtet werden, an denen möglichst viele der ausgewählten Stationen beteiligt sind. Weiters scheint dies gerade wegen der großen Auswahl an extremeren Ereignissen die richtige Methode zu sein, weil so genügend Fallstudien zur Verfügung stehen, um eine signifikante Auswertung machen zu können.

Wie aus der Tabelle 2.1 ersichtlich ist, liegen manche Schwellwerte unter einem gängigen Wert für Extremniederschlagsereignisse. So schlagen Kunz und Kottmeier (2003) einen Schwellwert für 24stündige Niederschläge von 60 mm vor. In Mladek et al. (2000) und Chang (1998) wird ein Niederschlagsereignis ab dem Grenzwert von 50 mm als Starkniederschlagsereignis bezeichnet. Die Motivation, 50 mm und 30 mm

als Schwellwerte für seltene und sehr seltene Niederschlagsereignisse zu wählen, liegt in der Vergleichbarkeit im internationalen Raum und in der allgemeinen Verwendung in den Wetterdiensten.

Eine Fallstudie aus Chang (1998) gibt für eine 24stündige Starkniederschlagsmenge, für die ein quasistationäres Band mit intensiven konvektiven Zellen verantwortlich war, den Wert von 400 mm an. Bei sehr langsam ziehenden Bodenfronten wird Starkniederschlag hier begünstigt. Buzzi und Foschini (2000) gibt für Starkniederschläge nördlich des Alpenhauptkamms gemessene Werte von 120 mm/24 h und 220 mm/24 h an. Im südlichen und westlichen Alpenbereich werden in einer Fallstudie Werte von 250 mm/24 h und 314 mm/24 h erwähnt. Pradier et al. (2004) veröffentlicht in seiner Studie 200 mm/48 h für die bearbeiteten Niederschlagsergebnisse. Chang (1998) gibt als Schwellwert für Starkniederschlagsereignisse einen Niederschlag $\geq 50 \text{ mm} / 24 \text{ h}$ für den Zeitraum von 12 UTC bis 12 UTC des Folgetages an.

Tage mit 30 mm/d an Bergstationen zählen stattdessen für fast die Hälfte dieses Übermaßes. Diese sind gewöhnlich Warmsektor-Situationen mit südwestlichem Luftstrom in 500 hPa (Barry, 1989).

Bei der vertikalen Verteilung des Niederschlags in den Alpen wird an den Leeseiten ein Anstieg beobachtet, der mit der Höhe größer wird. Wegen des häufigen Vorkommens von absinkender Luftbewegung und der Beseitigung von Feuchteaufwind findet das besonders an niedrigen Hängen statt. Barry (1989) gibt an, dass im Allgemeinen die mittlere Steigungsrate für jährlichen Niederschlag in den Alpen bei 75 mm/100 m liegt und für die Höhen von 400 - 3800 m gilt. Diese Verteilung kann an den höheren Schwellwerten für Bergstationen in Tab. 3.1 beobachtet werden. Mit der Berechnungsmethode für die Schwellwerte wird eine möglichst objektive Variante bevorzugt. So ist es auch möglich für jede Station einen eigenen Schwellwert zu berechnen. Im Großteil der Fälle ergibt sich ein höherer Schwellwert im Sommerhalbjahr. Das liegt an der größeren Häufigkeit der intensiven Niederschläge, die durch Konvektion bedingt sind und in der energiereichereren Jahreszeit vermehrt auftreten. Wie eingangs (Kap.1.1) schon erwähnt, soll aber genau die konvektive Form in dieser Arbeit ausgespart werden. Daher bietet die objektive Schwellwertbildung eine optimale Grundlage für die Auswahl der Ereignisse.

In dieser Arbeit sollen vor allem großräumige Ereignisse betrachtet werden. So ergibt sich als nächster Schritt, aus der Vielzahl der ermittelten Extremereignisse jene auszuwählen, die an möglichst vielen Stationen über möglichst lange Zeit stattge-

fundene haben. Das schließt meistens rein konvektive Ereignisse aus, da diese in sehr kurzer Zeit viel Niederschlag bringen.

In Tab. (3.2) ist eine Ereignisauswahl dargestellt, die die Grundlage für die Auswahl der ausgewerteten Fallstudien und die Berechnung der Ableitungen bildet. Die Kriterien für die Auswahl sind:

- ein Extremereignis findet an ≥ 15 Stationen statt
- das Ereignis dauert länger als einen Tag an
- die Niederschlagsmengen sind so hoch wie möglich

Datum	Stationsanzahl	Datum	Stationsanzahl	Datum	Stationsanzahl
23.06.80	16	22.12.91	32	21.10.96	26
08.10.80	37	05.02.92	18	14.11.96	33
12.10.80	27	14.03.92	17	16.03.97	20
25.10.80	15	15.03.92	15	22.06.97	25
18.07.81	24	29.04.92	15	05.07.97	35
19.07.81	22	03.06.92	16	07.07.97	18
13.09.81	19	12.06.92	28	28.08.97	20
01.01.82	20	31.08.92	20	01.10.97	15
29.01.82	20	05.10.92	20	30.11.97	17
30.01.82	15	17.10.92	21	10.06.98	16
18.03.82	21	21.10.92	18	11.06.98	16
01.10.82	21	16.11.92	18	05.09.98	40
06.10.82	15	22.11.92	31	12.09.98	36
13.11.82	16	03.12.92	19	07.10.98	15
18.12.82	16	05.12.92	38	21.02.99	18
16.01.83	19	19.07.93	23	20.05.99	29
02.08.83	22	20.07.93	20	21.06.99	25
16.09.83	16	25.07.93	18	09.07.99	19
11.10.83	20	23.08.93	15	10.07.99	20
27.11.83	15	24.08.93	25	22.07.99	38
23.12.83	15	02.10.93	23	16.08.99	22
16.09.84	19	21.10.93	33	03.10.99	22
23.09.84	22	22.10.93	27	09.11.99	20
02.10.84	17	23.10.93	27	30.01.00	16
08.06.85	15	11.04.94	17	16.03.00	19
20.07.85	15	12.04.94	19	17.03.00	23
06.08.85	43	17.04.94	20	29.03.00	16
17.08.85	19	19.05.94	18	24.06.00	17

fortgesetzt ...

Datum	Stationsanzahl	Datum	Stationsanzahl	Datum	Stationsanzahl
25.08.85	15	03.06.94	16	11.07.00	28
26.08.85	24	09.06.94	15	05.08.00	25
12.11.85	17	06.07.94	22	16.09.00	17
29.05.86	16	19.07.94	16	20.09.00	21
09.09.86	16	11.08.94	17	01.10.00	18
23.11.86	24	17.08.94	18	10.06.01	23
02.03.87	24	24.08.94	19	20.07.01	24
13.05.87	17	25.08.94	15	14.09.01	16
15.06.87	17	14.09.94	16	06.12.01	17
18.12.87	17	03.10.94	24	19.03.02	28
05.06.88	33	07.10.94	15	20.03.02	25
14.07.88	19	24.10.94	26	21.03.02	24
20.08.88	30	28.10.94	18	22.03.02	17
02.09.88	20	10.11.94	27	06.06.02	22
13.09.88	17	11.11.94	33	14.07.02	15
04.12.88	19	18.11.94	20	06.08.02	30
27.09.89	19	19.11.94	18	11.08.02	51
14.02.90	26	26.11.94	16	12.08.02	20
15.02.90	22	10.12.94	20	12.10.02	30
09.07.90	15	20.12.94	19	17.10.02	34
06.08.90	21	21.12.94	21	13.05.03	16
27.10.90	20	28.12.94	17	29.08.03	18
10.05.91	15	10.01.95	15	04.10.03	35
17.05.91	16	26.02.95	15	05.10.03	28
17.06.91	16	01.04.95	15	01.11.03	20
27.06.91	24	29.08.95	17	24.03.04	21
14.07.91	18	14.09.95	28	03.06.04	22
17.07.91	21	19.02.96	16	23.09.04	19
24.07.91	21	12.05.96	18	20.01.05	16
31.07.91	20	22.06.96	36	18.05.05	24
02.08.91	18	08.07.96	20	07.07.05	19
04.11.91	17	03.08.96	21	14.08.05	21
16.11.91	30	23.09.96	17	15.08.05	17
19.12.91	16	02.10.96	27	21.08.05	17
21.12.91	24	05.10.96	28	16.12.05	17

Tab. 3.2: Extremniederschlagsereignisse, die an ≥ 15 Stationen stattgefunden haben. Stationsanzahl ist die Anzahl der Stationen, an denen zum Termin Extremniederschlag gemessen wurde

Kapitel 4

Theorie der Druckableitungen

Die Idee der Berechnung von dreidimensionalen Kennzahlen aus unterschiedlichen räumlichen, zeitlichen und räumlich-zeitlichen Ableitungen stammt aus dem Start.Clim12 Projekt (Tschannett et al., 2003). Diese Berechnungsmethode wird in diesem Kapitel näher beschrieben, weil sie die Grundlage für die vorliegende Arbeit darstellt. Die hier behandelten Berechnungsverfahren stammen aus dem erwähnten Projektbericht und werden teilweise vom Autor ergänzt.

Laut Tschannett et al. (2003) können mit Hilfe der gewonnenen Ableitungen und einer Kombination verschiedener Ableitungen Aussagen über die Strömungseigenschaften, Verlagerungsgeschwindigkeiten und Entwicklungen eines wetterwirksamen Systems gemacht werden. In diesem Kapitel soll genauer darauf eingegangen werden wie die Ableitungen berechnet werden und was jede einzelne Ableitung aussagt. Der Berechnung der Ableitungen liegen die Druckanalysedaten zu Grunde, die im Kapitel 2 schon beschrieben sind. Alle Informationen über deren Berechnung und Qualität sind (Tschannett et al., 2003) und (Steinacker et al., 2006) zu entnehmen.

Die Kennzahlen und Ableitungen aus dem Projekt StartClim12 (Tschannett et al., 2003) werden für 2 Extremwetterereignisse berechnet. In der vorliegenden Arbeit wird diese Untersuchung auf ausgewählte Extremniederschlagsereignisse in Österreich aus den Jahren 1980 bis 2003 erweitert. Die Ableitungen werden als Zeitreihen für jeden einzelnen Gitterpunkt der VERA (siehe Abb.2.1) für die Zeiträume der Niederschlagsereignisse berechnet. Zur besseren Orientierung werden die Felder für ausgewählte Ableitungen ebenfalls berechnet.

4.1 Methode zur Berechnung der Ableitungen

Bei den Ableitungen handelt es sich um räumliche, zeitliche und räumlich zeitlich gemischte Ableitungen von VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) Druckanalysefeldern. Da Druckfelder in der Meteorologie besser vorhergesagt werden können als Niederschlagsfelder, werden Druckdaten zur Kennzahlenberechnung verwendet. Die hohe Qualität und Messgenauigkeit bei der Erhebung der Druckdaten legt zusätzlich die Verwendung ebendieser nahe.

4.2 Bildung der Ableitungen

Mit Hilfe der Gitterpunktsdaten (Tschannett et al., 2003) können die Ableitungen berechnet werden. Folgende Berechnung ist eine übersetzte Abschrift aus (Saucier, 1989).

„Das Auswerten von räumlichen Ableitungen durch finite Differenzen zwischen ausgewählten Punkten.“

In der Meteorologie (Vorhersage und Analyse) ist es notwendig, numerische Methoden zu verwenden um räumliche Differentialgleichungen erster und zweiter Ordnung zu lösen. Dies sind die ersten Ableitungen

$$\frac{\partial p}{\partial x} \text{ und } \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4.1)$$

sowie die zweiten Ableitungen

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \text{ und } \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \quad (4.2)$$

und deren Summe, der horizontale *Laplace* von p ,

$$\nabla_h^2 p \quad (4.3)$$

sowie die gemischte räumliche Ableitung

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} \quad (4.4)$$

Bei dieser Berechnungsart durch eine gegebene skalare Analyse ersetzt wieder ein endliches Differential die partielle bzw. totale Ableitung. So ist beispielsweise $(\frac{\delta p}{\delta x}) \cong (\frac{\partial p}{\partial x})$, $(\frac{\delta}{\delta x})(\frac{\delta p}{\delta x}) \cong (\frac{\partial^2 p}{\partial x^2})$, $(\frac{\delta}{\delta x})(\frac{\delta p}{\delta y}) \cong (\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y})$, usw.

Einfache Rechenmethoden erinnern daran, dass diese Annäherungen nur gültig sind, wenn die Distanzen δx und δy gegen Null gehen und nur gelten, wenn die Ableitungen konstant über die Distanzen betrachtet werden können. Die Erfüllung mit der zweiten Beschränkung ist meistens nicht schwierig, weil Kontinuität der Funktion durch sichtbare Kontrolle ihrer Abbildung festgelegt werden kann. Der Einfachheit und Genauigkeit halber ist es notwendig, eine Distanz δx und δy mit geeigneter Länge einzusetzen. Man ist sich der Vielzahl von Fehlerquellen in der abgeschlossenen Analyse, infolge der Beobachtung, der Mechanik und der Zeichnungshypothese, bewusst. Man weiß auch, dass diese Analyse viele abschwächende, kleinskalige Störungen beinhaltet, die reell sind, aber dennoch von geringer Bedeutsamkeit im Bezug auf die Zielvorstellung. Die Wahl der passenden Distanz ist ein Versuch diese beiden Eigenschaften zu beseitigen. Als ein erstes Kriterium ist die verwendete Distanz groß genug, um die Fehler, die der Analyse innewohnen zu minimieren und die unregelmäßigen von den wichtigen Merkmalen der Muster zu trennen.

Jetzt wird angenommen, dass ein Feld von p im oberen Teil der Abbildung (4.1) gegeben ist und die Abweichung der Menge entlang von x an einem Punkt D festgelegt werden soll. Man legt zwei Punkte, A und B, äquidistant von D fest, was die Erfordernisse für die Entfernung am besten erfüllt. Nachdem p_A von p_B subtrahiert wurde, wird das Ergebnis durch die Distanz δx von A nach B dividiert, um $\frac{\delta p}{\delta x}$ zu erhalten. Das ist die Annäherung $\frac{\partial p}{\partial x}$ am Punkt D. Wenn δx mit L bezeichnet wird, und p_A mit $p_{-\frac{L}{2}}$ sowie p_B mit $p_{+\frac{L}{2}}$ dann gilt

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_0 \cong \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_0 = \frac{p_{-\frac{L}{2}} - p_{+\frac{L}{2}}}{L} \quad (4.5)$$

Im unteren Teil der Abbildung (4.1) ist das dazugehörige p, x Diagramm zu sehen, in dem die Verteilung von p entlang von x durch ein gekrümmtes Profil gezeigt ist. Die Steigung der Geraden, die die Punkte A und B verbindet, ist $\frac{\delta p}{\delta x}$; das ist die mittlere Abweichung von p zwischen den beiden Punkten. Die Größe $\frac{\delta p}{\delta x}$, die ausgewertet wurde, ist $\frac{\partial p}{\partial x}$ am Punkt D, wenn das geradlinige Segment der Tangente der Kurve am Punkt D entspricht. In manchen Fällen, wenn $\frac{\delta p}{\delta x}$ über eine große Entfernung berechnet wird, ist $\frac{\delta p}{\delta x}$ repräsentativ für $\frac{\partial p}{\partial x}$ am Mittelpunkt D; in anderen

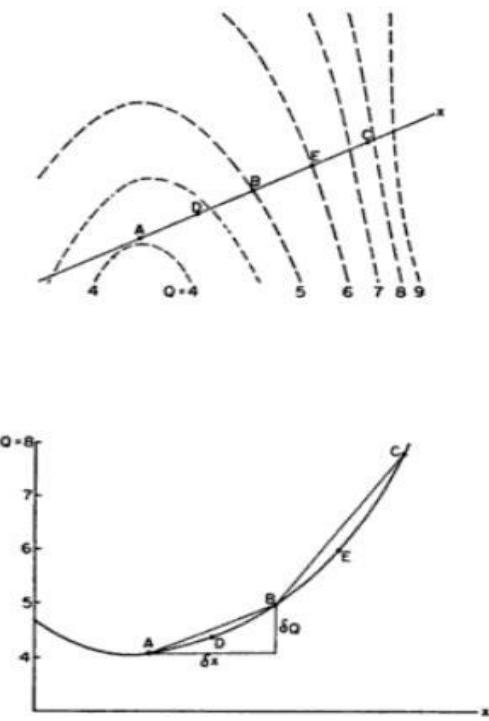


Abb. 4.1: Darstellungen zur Verteilung von p entlang von x (unten) und die Darstellung eines p Feldes (oben)
Quelle:(Saucier, 1989)

Fällen sind sie ungefähr gleich, nur dann wenn δx sehr klein ist. Die größte Entfernung δx , die benutzt werden sollte, hängt invers von der Krümmung des p Profils und somit auch von den Eigenschaften von p ab. Zum ersten Kriterium für die Längeneinheiten wird folgendes hinzugefügt: Die Entfernung hat klein genug zu sein, sodass die mittlere Abweichung des Intervalls repräsentativ für die Abweichung in der Umgebung des gefragten Punktes ist. Die beste Wahl für δx ist ein Kompromiss zwischen den beiden.

Jetzt wird die zweite Ableitung betrachtet. Wenn sie am Punkt B in der Abbildung (4.1) berechnet wird, lautet das Ergebnis

$$\left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \right)_B \cong \left[\left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_E - \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_D \right] \quad (4.6)$$

und setzt

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_E = \frac{(p_C - p_B)}{\partial x} \quad (4.7)$$

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_D = \frac{(p_B - p_A)}{\partial x} \quad (4.8)$$

erhält man durch Substitution

$$\left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \right)_B = \frac{(p_C - 2p_B + p_A)}{(\partial x)^2} \quad (4.9)$$

Allgemeiner lautet die Formel

$$\left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \right)_0 = \frac{(p_{+L} - 2p_0 + p_{-L})}{L^2} \quad (4.10)$$

Die Formel (4.10) ist gültig für die zweite Ableitung entlang jeder beliebigen Achse.

Der Term $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$ ist im Wesentlichen die Krümmung des p Profils entlang von x . Durch die Gleichung (4.10) ist das mittels Werten von p an drei Punkten entlang von x festgelegt. Die Wahrheit der Annäherung hängt demnach davon ab, wie gut diese drei Werte die Krümmung am zentralen Punkt beschreiben. Es ist offensichtlich, dass je kleiner δx ist, desto größer die Wahrscheinlichkeit dieser Annäherung ist. Deshalb ist ein weiteres Kriterium für die Berechnung einer zweiten Ableitung folgendes: Die Distanz muss klein genug sein, damit gewährleistet ist, dass drei Werte von p eine repräsentative Krümmung für das Profil am gefragten Punkt ergeben. Die Länge L ($= \delta x$) kann sich von der in der Berechnung der ersten Ableitung verwendeten Länge unterscheiden und es wird häufig eine kleinere Länge verwendet.

Für die Berechnung von Ableitungen für einen Teil des Diagramms in allen Variationen und Formen, ist es notwendig, ein regelmäßiges Gitter zu verwenden, wie es in Abbildung (4.2) dargestellt ist. Dieses Gitter kann geografisch am Arbeitsdiagramm fixiert werden. Es kann auf die gewünschte Ausrichtung rund um den Punkt angeglichen werden. Um für die meisten Berechnungsarten eine gemeinsame Basis zu schaffen, muss die Einheit L (Distanz zwischen ausgewählten Punkten entlang beider Koordinatenachsen) in Übereinstimmung mit den vorher beschriebenen Richtlinien sein. Weil über das gesamte Gitter L einer konstanten Distanz auf der Abbildung entspricht, muss für das Festlegen der notwendigen Erdentfernung eine Abbildungsskala an dem Punkt, für die die Berechnung durchgeführt wird, berücksichtigt werden.

Die Methode zur Berechnung erster Ableitungen ist offensichtlich. Damit man $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$ und $\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}$ sowie deren Summe erhält, betrachtet man das rechtwinklige Kreuz im unteren rechten Bereich von Abbildung (4.2). Der

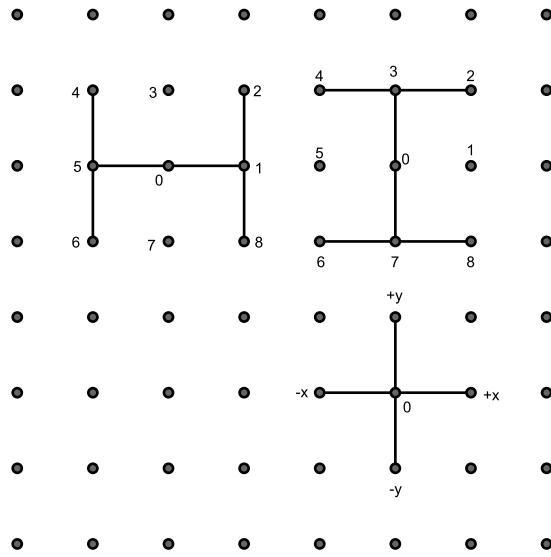


Abb. 4.2: finite Differenzen
Quelle:(Saucier, 1989)

Term $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$ ist angenähert durch $\frac{(p_{+x} - 2p_0 + p_{-x})}{L^2}$, und $\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}$ durch $\frac{(p_{+y} - 2p_0 + p_{-y})}{L^2}$.

Der horizontale Laplace ist somit

$$\nabla_h^2 p = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \cong \frac{(p_{+x} + p_{-x} + p_{+y} + p_{-y} - 4p_0)}{L^2} \quad (4.11)$$

Weniger häufig wird die Ableitung $\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y}$ benötigt. Betrachtet man dazu das Schema links in der Abbildung (4.2) so kann man

$$\left(\frac{\delta}{\delta x} \right) \left(\frac{\delta p}{\delta y} \right) = \frac{\left[\left(\frac{\delta p}{\delta y} \right)_1 - \left(\frac{\delta p}{\delta y} \right)_5 \right]}{\delta x} = \frac{[(p_2 - p_8) - (p_4 - p_6)]}{\delta x \delta y} \quad (4.12)$$

oder

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} \cong \frac{(p_2 - p_4 + p_6 - p_8)}{4L^2} \quad (4.13)$$

schreiben, solange L weiterhin die Distanz zwischen benachbarten Gitterpunkten ist. Dieselbe Formel resultiert durch Verwendung der Form $\left(\frac{\delta}{\delta y} \right) \left(\frac{\delta p}{\delta x} \right)$ und dem Verweis auf die Darstellung im rechten oberen Teil der Abbildung (4.2). Die Widersprüchlichkeit bei der Verwendung von $2L$ hier, verglichen mit L in anderen Berechnungen, wird beseitigt, in dem ein Gitter zweimal so dicht für $\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y}$ verwendet wird; der Referenz-

punkt ist wieder ein Gitterpunkt. Wenn Referenzpunkte in der Mitte jedes Quadrates vorgegeben sind, dann gilt

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial y} \simeq \frac{(p_1 - p_0 + p_7 - p_8)}{L^2} \quad (4.14)$$

in der Mitte des Quadrats 1, 0, 7, 8, in Abbildung (4.2).

Anmerkungen zu lokalen Tendenzen

Für alle gegenwärtigen meteorologischen Darstellungen der lokalen Tendenz $\frac{\delta p}{\delta t}$ - hier von der Größe p - ist diese durch finite Differenzen $\frac{\delta p}{\delta t}$ berechnet. Das Intervall δt wird in den meisten Fällen relativ groß gewählt - 3, 6, 12 oder mehr Stunden. Für viele atmosphärische Variablen kann sie an der Oberfläche über fast alle Zeitintervalle, die von den stündlichen Messungen und Aufzeichnungen verlangt werden, berechnet werden. Das kürzest mögliche Zeitintervall über der Oberfläche deckt sich mit der Frequenz der aerologischen Beobachtungen. Die Länge des verwendeten Zeitintervalls ist nicht nur von der Beobachtungsfrequenz sondern auch vom Charakter der Komponente und dem Verwendungszweck bestimmt. Um ein richtiges Maß einer momentanen Drucktendenz zu erhalten, sollte eine kürzest mögliche Periode verwendet werden. Die unerwünschten kurzperiodischen Schwankungen beeinflussen normalerweise und kontrollieren manchmal die momentane Tendenz. Durch die sukzessive Verwendung immer längerer Intervalle für δt werden die äußeren Einflüsse mehr und mehr beseitigt. Bei diesem Vorgehen weicht man von der wahren Bedeutung der Tendenz ab, die dann richtigerweise ein Trend ist.

Die Verwendung langer Perioden von δt wäre im Fall der bodennahen Temperatur besonders vorteilhaft. Ein Nettoanstieg von 4 °C zwischen 10:00 und 13:00 Ortszeit hat geringe Bedeutung, weil das täglich vorkommen kann. Ein Nettoanstieg von 4 °C zwischen 10:00 Uhr an einem Tag und 10:00 Uhr am folgenden Tag hat mehr Bedeutung, obwohl das Zeitintervall acht Mal so lang ist. Der störende Effekt hier ist der Temperaturtagesgang, der im Vergleich zur Temperaturschwankung unter Tags groß ist (in kontinentalen Gebieten außerhalb der höheren Breite, Nähe der Sonnenwenden). Aber die Bedeutung einer kurzperiodischen Temperaturänderung nimmt zu, wenn die normale Schwankung zu die-

ser Tageszeit abgezogen wird. Das selbe gilt für andere Elemente mit regelmäßigem periodischen Gang. Für die meisten Gebiete auf der Erde ist es ratsam, Intervalle, die kürzer als 24 h sind, für δt zu verwenden und die normalen Änderungen für diese Periode zu subtrahieren. Das hat den Grund, dass die „synoptisch wichtigen“ Schwankungen, Perioden von einem bis zu ein paar Tagen haben.“

Folgende drei Gleichungen werden in Tschannett et al. (2003) als Kennzahlen vorgestellt:

$$Laplace_p(x, y) = \frac{p(x + d, y) + p(x, y + d) + p(x - d, y) + p(x, y - d) + 4p(x, y)}{d^2} \quad (4.15)$$

$$Laplace_{-t_p}(x, y, t) = \frac{Laplace(x, y, t + \Delta t) - Laplace(x, y, t - \Delta t)}{2\Delta t} \quad (4.16)$$

$$tt_p(x, y, t) = \frac{p(x, y, t - \Delta t) - 2p(x, y, t) + p(x, y, t + \Delta t)}{(\Delta t)^2} \quad (4.17)$$

$Laplace_p(x, y)$ ist die 2. räumliche Ableitung des Drucks.

Bei (4.16) wird zuerst für zwei Termine ($t + \Delta t$) und ($t - \Delta t$), die im Abstand $2\Delta t$ liegen, der Laplace berechnet.

(4.17) ist die 2. zeitliche Ableitung des Drucks.

x und y sind in allen Fällen die Gitterpunktskoordinaten auf einem regelmäßigen, rechtwinkligen Gitter in x - und y -Richtung. Das verwendete Gitter ist im Kapitel 2 abgedruckt (Abb.2.1). t ist die Zeit, der Index p steht für den Druck, d ist der Abstand, der für die diskrete Ableitung benutzt wird.

In der vorliegenden Arbeit wird für den räumlichen Abstand d eine Distanz von 120 km verwendet. Das sind bei einem Gitterpunktsabstand von 20 km 6 mal der Gitterpunktsabstand. Würde man die Ableitungen mit einem einfachen d rechnen, wäre nach diesem Berechnungsschritt in den meisten Fällen noch zu viel Störinformation (Rauschen, Störungen) enthalten, sodass eine unbrauchbare Abbildung der Daten entstehen würde. Die sogenannte *signal to noise ratio* ist ungünstig (Tschannett et al., 2003).

Weitere Ableitungen, die berechnet werden, sind die 2. räumliche Ableitung des Drucks in x -Richtung (Ost-West)

$$xx_p(x, y) = \frac{p(x - d, y) - 2p(x, y) + p(x + d, y)}{d^2} \quad (4.18)$$

und die 2. räumliche Ableitung in y -Richtung (Nord-Süd)

$$yy_p(x, y) = \frac{p(x, y - d) - 2p(x, y) + p(x, y + d)}{d^2} \quad (4.19)$$

Die gemischte räumliche Ableitung bedarf zweier Berechnungsschritte. Im ersten Schritt wird der Druck nach x abgeleitet.

$$x_p(x, y) = \frac{p(x + d, y) - p(x - d, y)}{2d} \quad (4.20)$$

Im zweiten Schritt wird (4.20) nach y abgeleitet.

$$xy_p(x, y) = \frac{x_p(x, y + d) - x_p(x, y - d)}{2d} \quad (4.21)$$

Die gemischte räumlich zeitliche Ableitung in x -Richtung (Ost-West) erhält man ebenfalls in zwei Schritten. Zuerst wird $p(x, y)$ zeitlich abgeleitet, danach erfolgt die Ableitung in x -Richtung. Die folgenden 2 Gleichungen wurden dazu verwendet.

$$t_p(x, y, t) = \frac{p(x, y, t + \Delta t) - p(x, y, t - \Delta t)}{2\Delta t} \quad (4.22)$$

$$xt_p(x, y, t) = \frac{t_p(x + d, y) - t_p(x - d, y)}{2d} \quad (4.23)$$

Die folgenden beiden Formeln zeigen die Berechnung der gemischten räumlich zeitlichen Ableitung in y -Richtung (Nord-Süd), die nach demselben Ablauf berechnet wird wie die gemischte räumlich zeitliche Ableitung in x -Richtung.

$$t_p(x, y, t) = \frac{p(x, y, t + \Delta t) - p(x, y, t - \Delta t)}{2\Delta t} \quad (4.24)$$

$$yt_p(x, y, t) = \frac{t_p(x, y + d) - t_p(x, y - d)}{2d} \quad (4.25)$$

Die x_p -Ableitung wird bereits in der Gleichung (4.20) angeführt. Der Vollständigkeit halber soll noch die y_p -Ableitung angegeben werden.

$$y_p(x, y) = \frac{p(x, y + d) - p(x, y - d)}{2d} \quad (4.26)$$

Um die gewünschten Strukturen zu erhalten und die ungewünschten Störsignale zu entfernen, wird ein Gaußfilter (siehe Kap. 4.4) über die berechneten Zeitreihen gelegt. So kann im Nachhinein die Skaligkeit beliebig verändert werden. Die genaue

Funktionsweise des Gaußfilters wird im folgenden Unterkapitel beschrieben.

4.3 Bedeutung der Ableitungen

4.3.1 2. räumliche Ableitungen xx_p und yy_p

Die Ableitungen xx_p und yy_p beinhalten die Information der Krümmung des Druckfeldes.

4.3.2 $Laplace_p$

Der $Laplace_p$ des Druckfeldes verhält sich proportional der geostrophischen Vorticity (Tschannett et al., 2003).

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \quad (4.27)$$

Gleichung (4.27) ist die geostrophische Vorticity, die unter Verwendung des geostrophischen Windes wie folgt aussieht (Etling, 2002).

$$\zeta_g = \frac{1}{\rho f} \nabla^2 p \quad (4.28)$$

So kann mit Hilfe dieses $Laplace_p$ eine Aussage über die Rotationsrichtung der Strömung gemacht werden. Daraus lässt sich bestimmen, ob die Strömung zyklonal oder antizyklonal ist. Betrachtet man den zeitlichen Verlauf des $Laplace_p$, so kann man Informationen über die Skaligkeit eines Wettersystems erhalten.

4.3.3 $Laplace_{-t_p}$

Bei der $Laplace_{-t_p}$ -Ableitung handelt es sich um die zeitliche Änderung des $Laplace_p$. Bei positivem $Laplace_{-t_p}$ nimmt der $Laplace_p$ und somit die geostrophische Vorticity zu. Das Feld wird „zyklonaler“.

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 p \quad (4.29)$$

Eine negative $Laplace_{-t_p}$ -Ableitung bedeutet eine Abnahme der geostrophischen Vorticity und eine „antizyklonalere“ Entwicklung des Feldes (Tschannett et al., 2003). Abbildung (4.3) zeigt die Krümmung der Druckflächen an. Ersichtlich ist, dass die Krümmung angibt, ob tiefer oder hoher Druck vorliegt. So kann aus der

Änderung der Krümmung auf Druckanstieg oder Druckfall geschlossen werden (Etling, 2002). $\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} > 0$ bedeutet Druckfall, $\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} < 0$ bedeutet Druckanstieg. Damit erhält man eine Beziehung zwischen Druckänderung und Vorticityänderung (Etling, 2002).

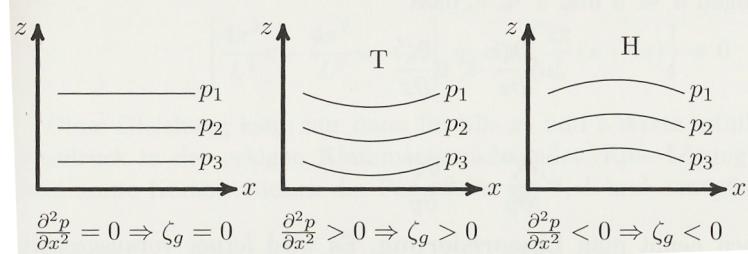


Abb. 4.3: Beziehung zwischen geostrophischer Vorticity und dem Druckfeld
Quelle: Etling 2002

4.3.4 2. zeitliche Ableitung tt_p

Mit der 2. zeitlichen Ableitung des Drucks kann eine Aussage über den zeitlichen Verlauf des Drucks in der betrachteten Zeitspanne gemacht werden. Ist diese Ableitung an einem Gitterpunkt negativ, steigt dort zuerst der Druck und fällt dann ab. Fällt der Druck zuerst und steigt dann an, so wie das bei Kaltfrontdurchgängen der Fall ist, ist die 2. zeitliche Ableitung positiv. Damit kann laut Tschannett et al. (2003) ein Frontdurchgang objektiv genau detektiert werden. Wählt man hier zu kurze Zeitabstände, werden die kleinen kurzfristigen Druckschwankungen dominieren, was auf Turbulenz beziehungsweise Konvergenz schließen lässt, nicht aber auf die gesuchten Frontdurchgänge. Das hier gewünschte „richtige“ Zeitfenster soll auch mit Hilfe der Glättung durch einen Gaußfilter erzielt werden. Bei großen Zeitabständen können nur noch großskalige (synoptische) Systeme geortet werden, die mit Extremniederschlagsereignissen, die mit mesoskaligen Strukturen in Verbindung gebracht werden, nichts mehr gemein haben. Tschannett et al. (2003) weist auch darauf hin, dass mit Hilfe der Maxima der 2. zeitlichen Ableitung vor allem in Kombination mit den anderen Ableitungen die Skaligkeit der Systeme angegeben werden kann bzw. die Betrachtung der Maxima an verschiedenen Gitterpunkten Aufschluss über die Geschwindigkeit und die Zugbahn eines Systems geben kann.

Kombiniert man mehrere Ableitungen sinnvoll miteinander, kann man so Aussagen über Extremwetterereignisse machen.

4.3.5 Gemischte räumlich-zeitliche Ableitungen xt_p und yt_p

Die gemischten räumlich-zeitlichen Ableitungen können mit dem isallobarischen Gradienten verglichen werden. Isallobaren sind Linien gleicher Druckänderung. Die fol-

gende Formel (4.30) (Kurz, 1990) zeigt die Verlagerungsgeschwindigkeit eines Troges bzw. eines Rückens

$$c = -\frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}} \quad (4.30)$$

Es wird hier das Druckfeld betrachtet. Entlang der Trog- bzw. Keilachse gilt $\frac{\partial p}{\partial x} = 0$, wenn die x -Achse senkrecht zur Achse des Druckgebildes orientiert ist (Kurz, 1990). Eine weiters soll $\frac{\delta}{\delta t} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) = 0$ gelten (Kurz, 1990). Die Geschwindigkeit eines Troges bzw. Keils ist somit direkt proportional dem Gradienten der Drucktendenz normal zur Achse und umgekehrt proportional der Krümmung des Druckprofils (Kurz, 1990).

Bei den gemischten räumlich zeitlichen Ableitungen wird der Druck nach der Zeit und danach in x oder y Richtung abgeleitet.

4.4 Gaußfilter

Der verwendete Filter ist ein Tiefpassfilter. Das bedeutet, dass der hochfrequente Anteil der Datenreihe eliminiert wird und die niederen Frequenzen übrigbleiben. Damit wird der Stör- bzw Rauschteil der Zeitreihe entfernt. Mithilfe eines Matlab-programms wurde diese Filterung durchgeführt. Die Funktionsweise ist im folgenden Unterkapitel erklärt.

4.4.1 Funktionsweise des verwendeten Filters

Der Gaußfilter ist eine normierte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion. Das Programm *normpdf(X, MU, SIGMA)* berechnet die normierte Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion an jedem der Werte in der zu filternden Zeitreihe und verwendet die dazugehörigen Parameter im Mittelwert und in der Standardabweichung. Die normale Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion lautet

$$y = f(x|\mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (4.31)$$

Bei der Standardnormalverteilung ist $\mu = 0$ und $\sigma = 1$. Diese Kriterien und $\sigma = 2$ wurden bei den Berechnungen in dieser Arbeit verwendet.

Die Gaußverteilung ist in Abbildung (4.4) dargestellt. Gezeigt werden 3 verschiedene Verteilungen für $\sigma < 0$, $\sigma > 0$ und $\sigma = 0$.

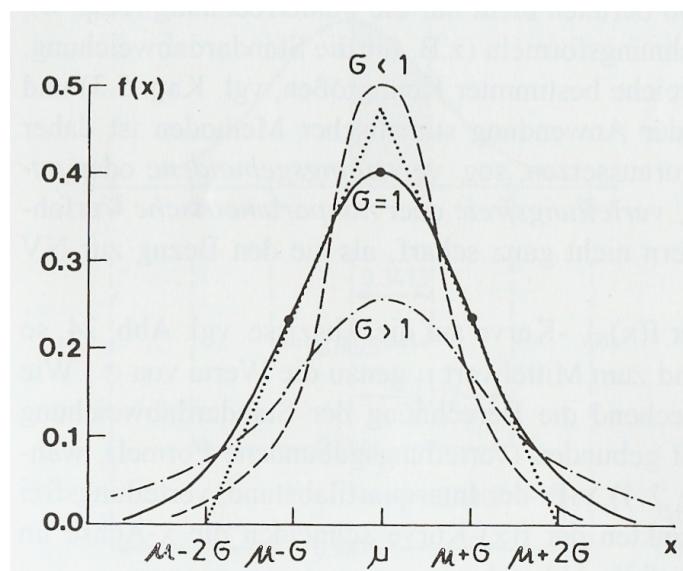


Abb. 4.4: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für verschiedene Werte von σ
Quelle:(Schönwiese, 2000)

Kapitel 5

Fallstudien

In diesem Kapitel werden ausgewählte Fallstudien beschrieben. Die Erklärungen zu den Berechnungen und Bedeutungen der Ableitungen finden sich im Unterkapitel (4.2) und (4.3) und die Funktionsweise der Zeitreihenfilterung im Unterkapitel (4.4).

5.1 Fallstudie 03. Dezember 1992

5.1.1 Wetterlage

Die Bodenkarte der Berliner Wetterkarten um 12:00 UTC am 5. 12. zeigt einen starken Druckgradienten über den Alpen, wie in Abb.(5.1.1) ersichtlich ist. 6 Stunden vorher liegt ein Tiefdruckzentrum genau über Oberösterreich. Die dazugehörigen Fronten sind zu diesem Zeitpunkt bereits über Österreich gezogen und bringen großräumig Niederschläge in ganz Österreich. Die Höhenkarte vom 3. 12. 00:00 UTC zeigt einen sehr breiten Trog, der sich von Mitteleuropa bis weit in den Atlantik ausdehnt. Der Kern des Tiefdrucksystems, das im Bereich des Troges liegt, ist über den Färöerinseln, auf dem Bodendruckfeld liegt es westlich der norwegischen Küste. Mit dem Tief ist ein Frontensystem verbunden, dessen Okklusion über dem Osten Europas liegt und ein warmaktiver Ausläufer über den Ostalpen: In der Höhe wird feuchte Atlantikluft mit einer Westströmung nach Mitteleuropa transportiert, am Boden kommt die Luft eher aus Nordwesten. Die Starkniederschlagsgebiete vom 3. Dezember liegen im Süden Österreichs. Das erklärt eine Okklusion auf der 12:00 UTC Bodenkarte desselben Tages. Diese hat sich an den Alpenbogen gelegt und ist Richtung Norden aktiv.

Am 5. 12. liegt der nicht mehr ganz so seichte Trog immer noch mit seiner Achse vor der französischen Atlantikküste. Ein Tiefdrucksystem in der Höhenkarte von 00:00 UTC liegt mit dem Kern über den Färöerinseln. Das dazugehörige Bodentief

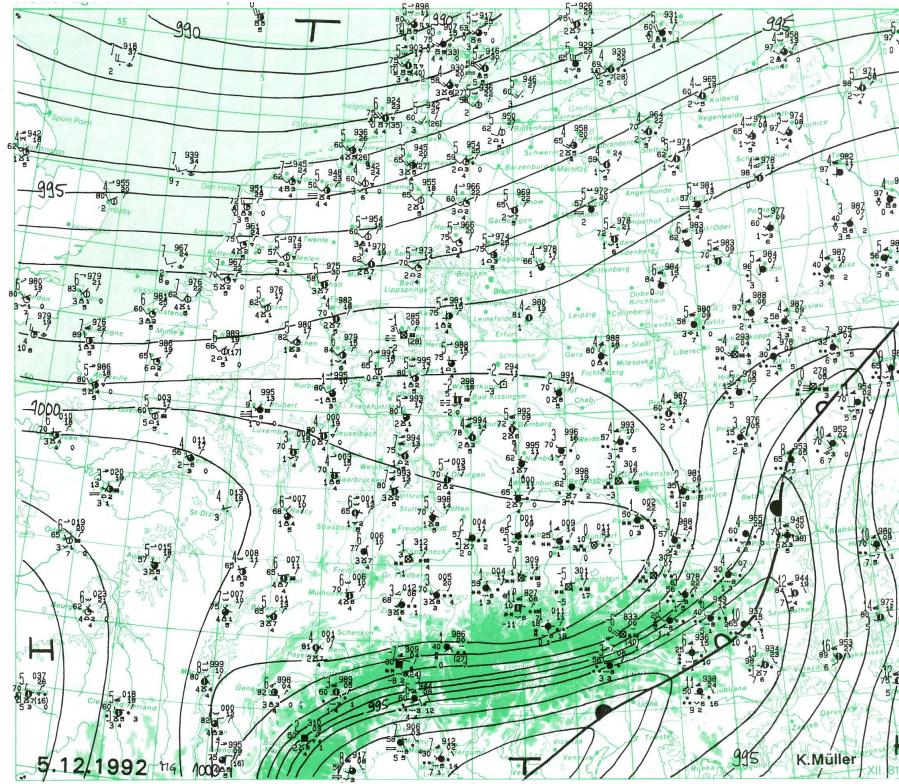


Abb. 5.1: Analysierte Wetterlage für 5.12.1992 12:00 UTC
Quelle: Berliner Wetterkarte

ist auch über den Färöerinseln zu liegen gekommen. Somit ist das System, mit einer vertikal nicht mehr geneigten Achse, am Ende seiner Entwicklung angekommen und sollte sich danach nicht mehr vertiefen. Auf dem Bodendruckfeld von 00:00 UTC sind noch eine Reihe von kleinen Tiefs zu sehen. Eines liegt an der südfranzösischen Mittelmeerküste, führt feuchte Meeresluft an die Alpensüdseite und bringt viel Niederschlag, der sich auch weit nach Nordosten ausbreitet. Ein weiteres Tief mit einem Frontensystem liegt in Niederösterreich. Seine Kaltfront reicht östlich der Alpen vorbei nach Italien, die Warmfront liegt über Slowenien und Kroatien.

5.1.2 Auswertung der Ableitungen

Die in dieser Fallstudie berechneten Zeitreihen umfassen den Zeitraum vom 02. 12. 1992 00:00 UTC bis 06. 12. 1992 21:00 UTC und wurden, wenn angegeben, mit einem Gaußfilter geglättet. Der Druckverlauf über den oben genannten Zeitraum zeigt einen massiven Druckabfall von 30 hPa in 75 bis 90 Stunden (Abb.(5.2)). Dieser verläuft in 2 Etappen, der erste Abfall ist nach etwa 48 h beendet, fällt nach 15 h erneut und erreicht sein Minimum im Lauf des 5. 12. ($\tilde{30} \times 3$ h auf der Abszisse der Abbildung (5.2)). Die Ausnahme ist der Verlauf des Drucks in Salzburg. Hier wird

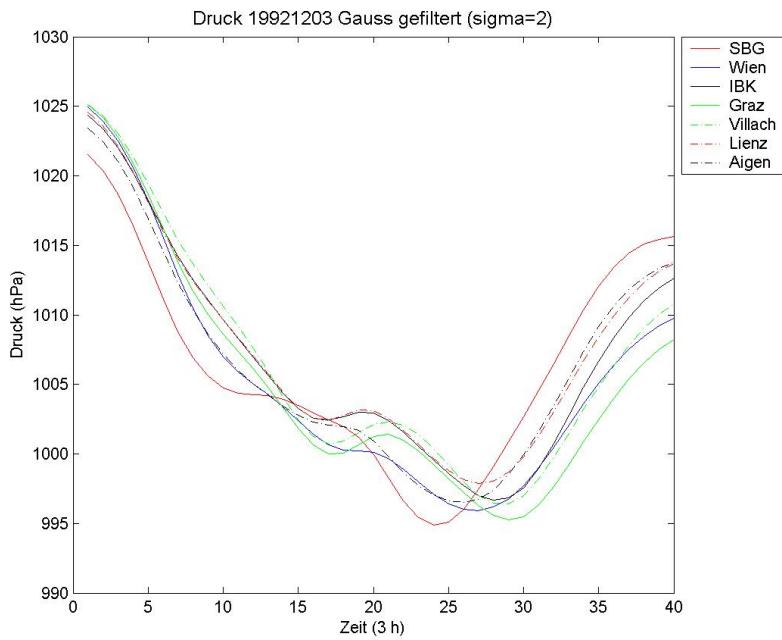


Abb. 5.2: Druckverlauf, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), Fallstudie 03.12.1992

das erste Minimum schon in der Nacht vom 2. auf den 3. Dezember ($\tilde{10} \times 3$ h auf der Abszisse) erreicht und das 2. Minimum dann in der Nacht von 4. auf den 5. 12. ($\tilde{24} \times 3$ h), also ungefähr 15 h früher als die anderen dargestellten Stationszeitreihen.

Der nach der Zeit abgeleitete $Laplace_p$ zeigt ein auffälligeres Signal in der Zeitreihe von Salzburg (Abb.(5.3)). Diese verläuft in der Nacht vom 2. auf den 3. 12. ($\tilde{10} \times 3$ h) sowie im Bereich vom 5. 12. ($\tilde{30} \times 3$ h) gegengleich zu den anderen dargestellten Stationen. Die Salzburger Zeitreihe hat auch die größte Amplitude mit 2 Minima in den eben erwähnten Zeiträumen und ein Maximum am 4. 12. zu Mittag ($\tilde{20} \times 3$ h). Die beiden Minima decken sich mit den Niederschlägen, die zu dieser Zeit mit den Fronten einhergegangen sind (Abb.(5.4)). Da am 4. 12. keine Starkniederschläge verzeichnet wurden passt auch dies zu der Grafik, wenn man die Salzburger Zeitreihe betrachtet.

Wie hilfreich und sinnvoll die Glättung mit dem Gaußfilter in dieser Arbeit ist, kann man sehr gut an der 2. zeitlichen Ableitung dieser Fallstudie erkennen. Während das Bild ohne Filterung noch sehr wenig signifikante Muster erkennen lässt (Abb.(5.5)), finden sich nach der Filterung mit $\sigma = 1$ (Abb.(5.6)) (Erklärung im Unterkapitel 4.4) schon sehr markante Signale in den frühen Morgenstunden des 4. 12. ($\tilde{17} \times 3$ h). Allerdings sind diese nach der Filterung mit $\sigma = 2$ (Abb.(5.7)) schon nicht mehr vorhanden. Auch in den Zeitreihen der anderen Ableitungen ist das gut zu beobach-

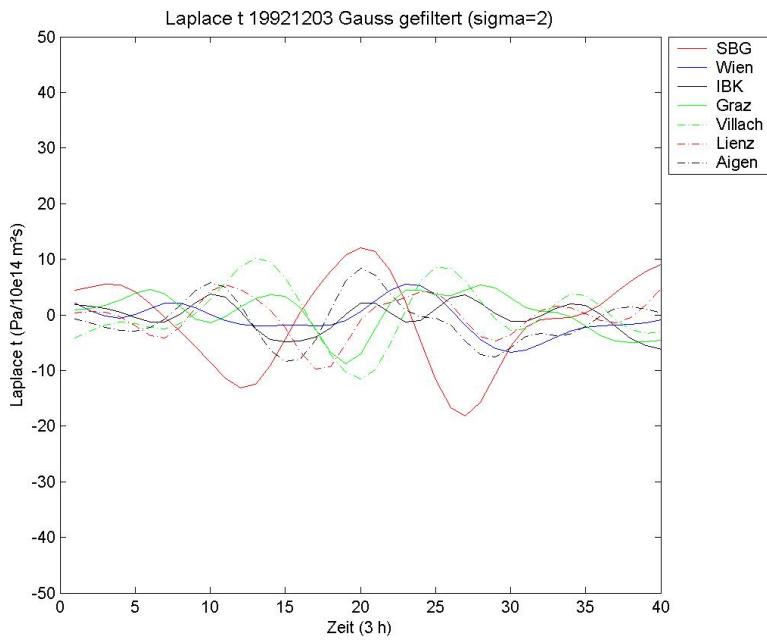


Abb. 5.3: zeitlich abgeleiteter $Laplace_p$, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), Fallstudie 03.12.1992

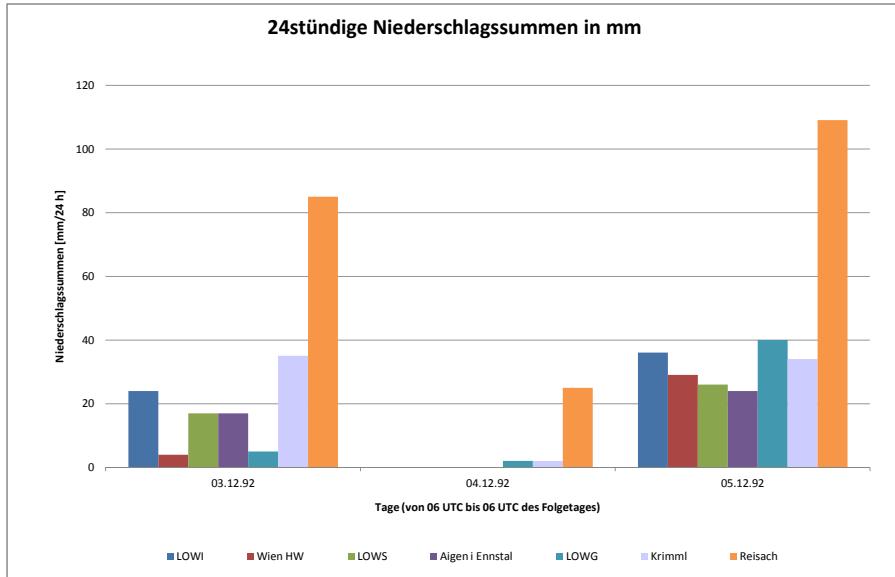


Abb. 5.4: 24h Niederschlagssummen für ausgewählte Stationen

ten.

Sehr aufschlussreich sind die Ergebnisse der Berechnung von den gemischten zeitlich-räumlichen Ableitungen xt_p und yt_p . Die Zeitreihen verlaufen auch nahezu gleichzeitig mit einem Maximum am 4. 12. zu Mittag ($\tilde{20} \times 3$ h) und einem nicht mehr so gleichzeitigen und auch unterschiedlich intensiven Minimum am 5. 12. ($\tilde{28} \times 3$ h).

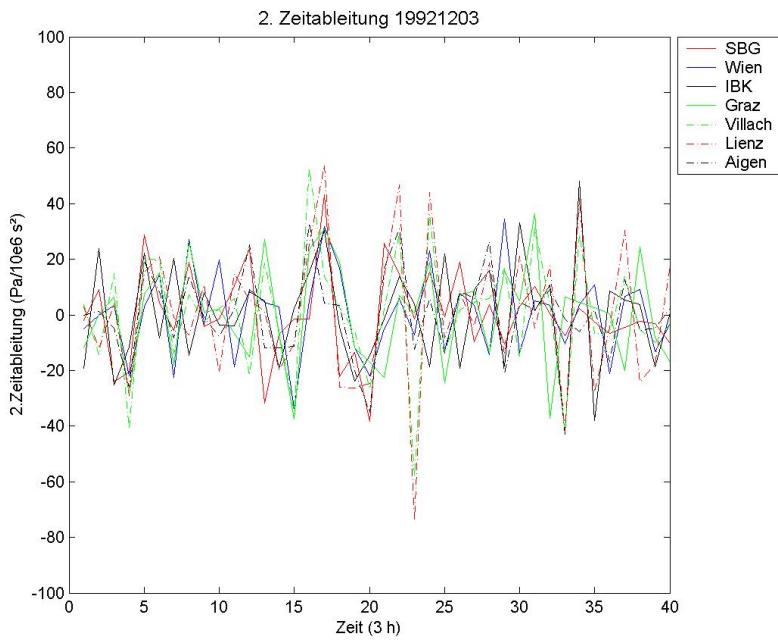


Abb. 5.5: 2. zeitliche Ableitung des Drucks, tt_p , Fallstudie 3.12.1992

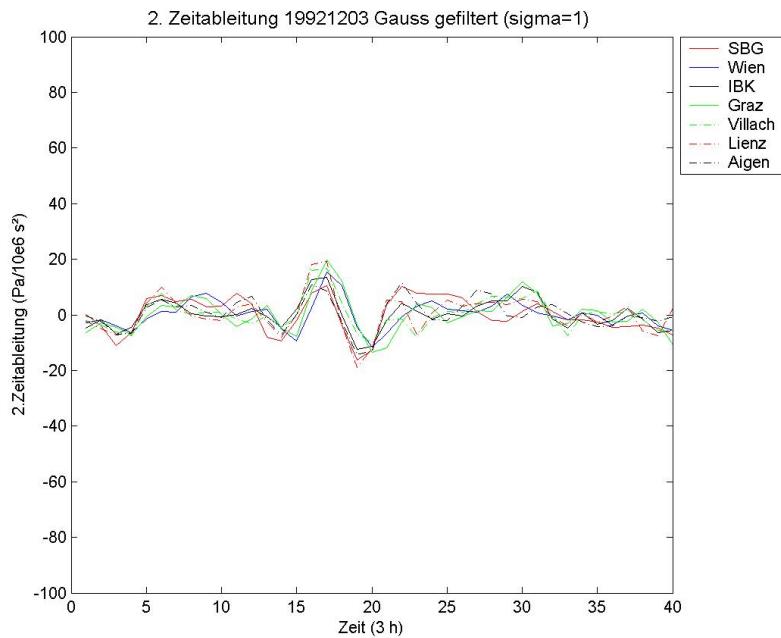


Abb. 5.6: 2. zeitliche Ableitung des Drucks, tt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 1$), Fallstudie 3.12.1992

Am 3. 12. ($\tilde{12} \times 3$ h) ist in Salzburg ein Minimum zu verzeichnen, während in Wien gar kein Signal vorhanden ist und in Graz ein Maximum dargestellt ist.

In der yt_p Ableitung zeigt sich auch ein sehr harmonischer Verlauf aller Zeitreihen

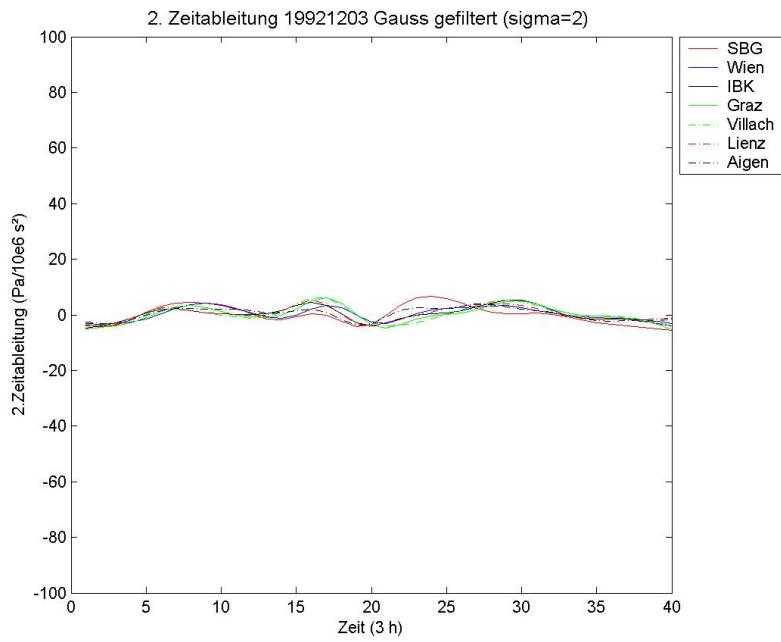


Abb. 5.7: 2. zeitliche Ableitung des Drucks, tt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), Fallstudie 3.12.1992

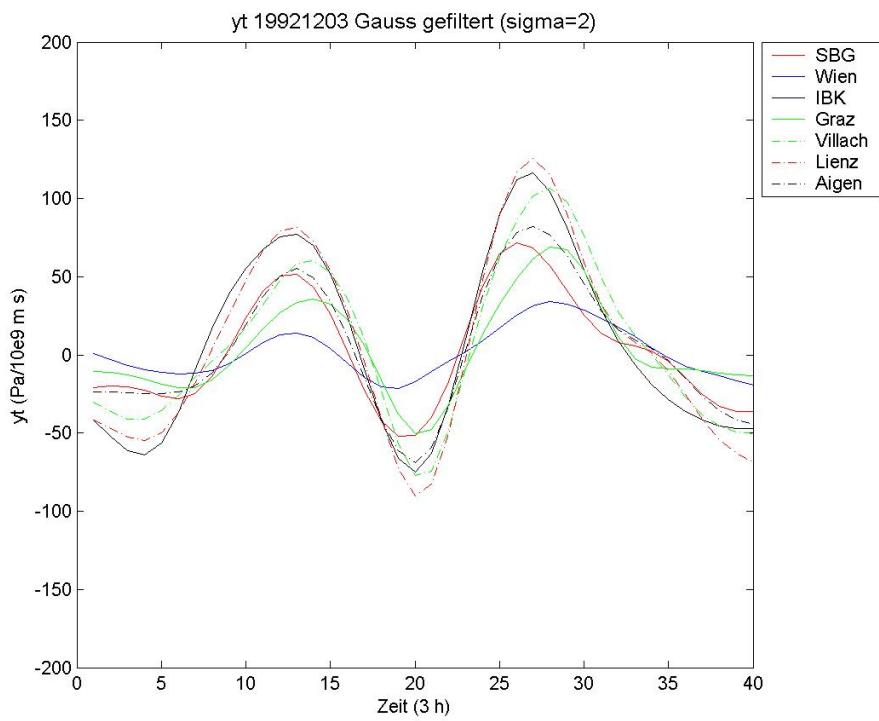


Abb. 5.8: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, yt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.12.1992

(Abb.(5.8)). 2 Maxima am 3. 12. ($\tilde{12} \times 3$ h) und 5. 12. ($\tilde{28} \times 3$ h) sowie ein Minimum

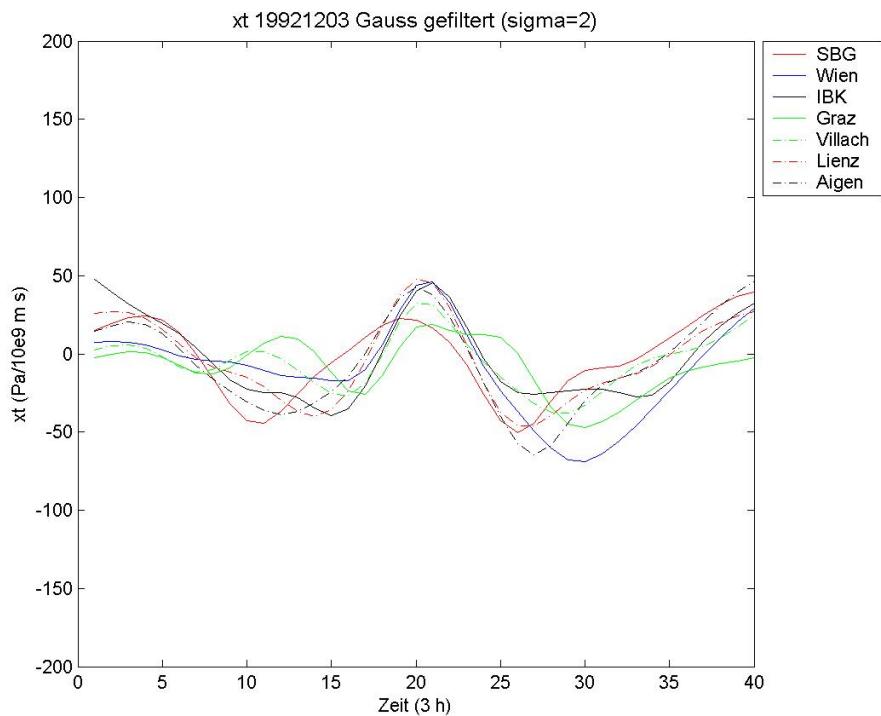


Abb. 5.9: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, xt_p , geglättet mit einem Gaußfilter $\sigma = 2$, FS 3.12.1992

am 4. 12. ($\tilde{20} \times 3$ h). Mit dem zeitlichen Verlauf der Nord-Süd Ableitung des Drucks zeigt sich in dieser Ableitung das deutliche Signal einer Störung, die am 3. und 5. 12. in Österreich aufgetreten ist. Am 5. 12. geht das sicher mit dem raschen Durchgang der Fronten einher. Am 3. 12. ist es eine Okklusion, die zuerst über das nördliche Alpenvorland gezogen ist und sich schließlich an die Nordalpen angelegt hat. Die maximale 24stündige Niederschlagssumme ist am 5. 12. in Reisach (Kärnten) aufgetreten. Starkniederschläge sind an diesem Tag auch an weiteren 38 Stationen in ganz Österreich gemessen worden. Das auffällige Signal in der Salzburger Zeitreihe geht aber nicht mit außergewöhnlich hohen Starkniederschlägen einher.

An den beiden Tagen, 3. 12. ($\tilde{12} \times 3$ h) und 5. 12. ($\tilde{28} \times 3$ h), an denen Starkniederschläge niedergegangen sind, kann man im Verlauf der zeitlich-räumlichen Ableitungen yt_p (Abb.(5.8)) ein Signal finden. Weiters lassen sich im Druckverlauf (Abb. (5.2)) vor allem die Frontensysteme des 5. 12. erkennen und ein auffälliges Signal am 4. 12. ($\tilde{20} \times 3$ h) im Verlauf der xt_p Ableitung (5.9). Die Zeitreihen der verschiedenen Ableitungen von Salzburg verzeichnen häufig Auffälligkeiten, auch die beiden Starkniederschlagstage passen gut, aber für dieses Ausmaß an Auffälligkeit im Signal sind die Starkniederschläge nicht außergewöhnlich genug (5.4).

Stationsname	Niederschlag [mm]	
	3. 12.	5. 12.
Litschau	27	36
Feldkirch	20	16
Flughafen Innsbruck	24	36
Patscherkofel	17	9
Brenner	29	45
Kufstein	26	26
Krimml	35	34
Sonnblick	28	36
Radstadt	20	8
St. Michael iL	34	42
Flughafen Salzburg	17	26
Stolzalpe	20	26
Reisach	85	109
Mallnitz	29	26
Radenthein	28	5
Villacher Alpe	43	51
Klagenfurt	36	56
Neusiedl am See		37
Lienz	30	107
Bischofshofen	18	46
Wien HW		29
Schwechat		12
Poysdorf Ost		26
Langenlebarn		17
Feuerkogel		34
Aigen im Ennstal		24
Zeltweg		37
Mariazell		30
Bruck a.d. Mur		21
Eisenstadt		73
Kleinziecken		28
Flughafen Graz		40
Bad Gleichenberg		33
Schöckl		59
Hörsching		19
Kremsmünster		55
Lofer		30
Rudolfshütte		61
Landeck		38
Retz		17
Freistadt		15

Tab. 5.1: gemessener Starkniederschlag in 24 Stunden am 3. 12. und 5. 12. an den angeführten Stationen (lt. Tab. 2.1)

5.2 Fallstudie 21. Oktober 1993

5.2.1 Wetterlage

Ein Trog mit geringer Ost-West-Ausdehnung und ein ebenso schmaler Keil liegen über Westeuropa und dem Atlantik. Diese Welle hat eine große Amplitude, die sich von Spitzbergen bis zur Nordküste Afrikas erstreckt. Die Höhenkarte in 500 hPa zeigt eine weitere Amplifizierung des Trogs vom 21. auf den 22. 10. Das dazugehörige Bodendruckfeld mit den Tiefdruckkernen und dem Hochdruckkern zeigen sich verschoben zu denen der Höhenkarte (Abb. (5.10)). Das bedeutet eine geneigte Achse des Tiefdrucksystems und somit eine nicht abgeschlossene Entwicklung desselben. Die Berliner Wetterkarten zeigen in Abb.(5.11) am 21. 10. 3 Bodentiefs mit 3 Fron-

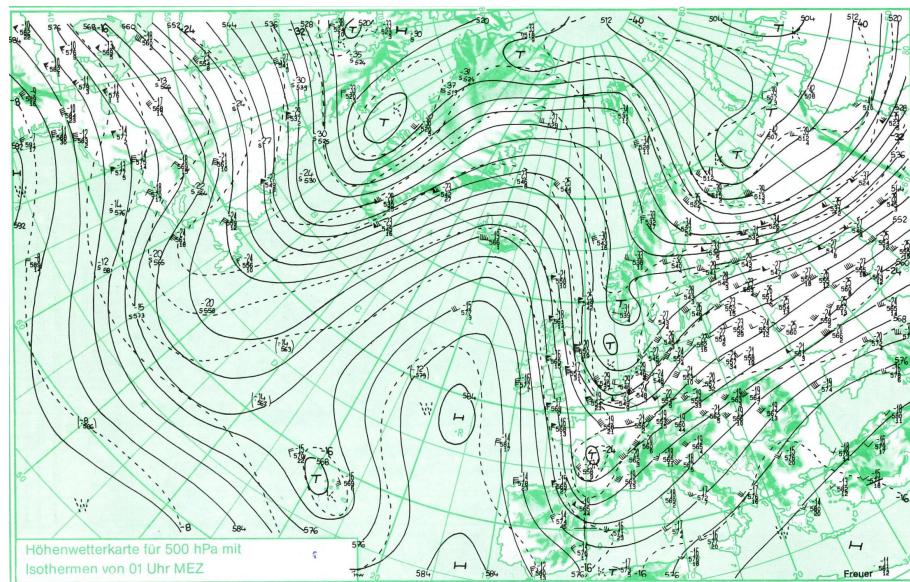


Abb. 5.10: Analysierte Wetterlage in 500 hPa für 21.10.1993 00:00 UTC
Quelle: Berliner Wetterkarte

tensystemen über Mitteleuropa und Südnorwegen. Ein Tiefdruckgebiet befindet sich im Golf von Genua mit einer Warmfront in der Poebene, die nach Norden wandert. Die beiden anderen Tiefdrucksysteme befinden sich über der Nordsee. Am 22. 10. zieht das Genuatief über Italien in die Adria. Die Okklusion des Genuatiefs zieht über den Norden Österreichs. Eine 2. Okklusion über der Adria zieht mit einer vorausziehenden Warmfront nach Norden. Südlich von Ostösterreich befindet sich ein starker Druckgradient von 11 hPa mit höherem Druck im Norden.

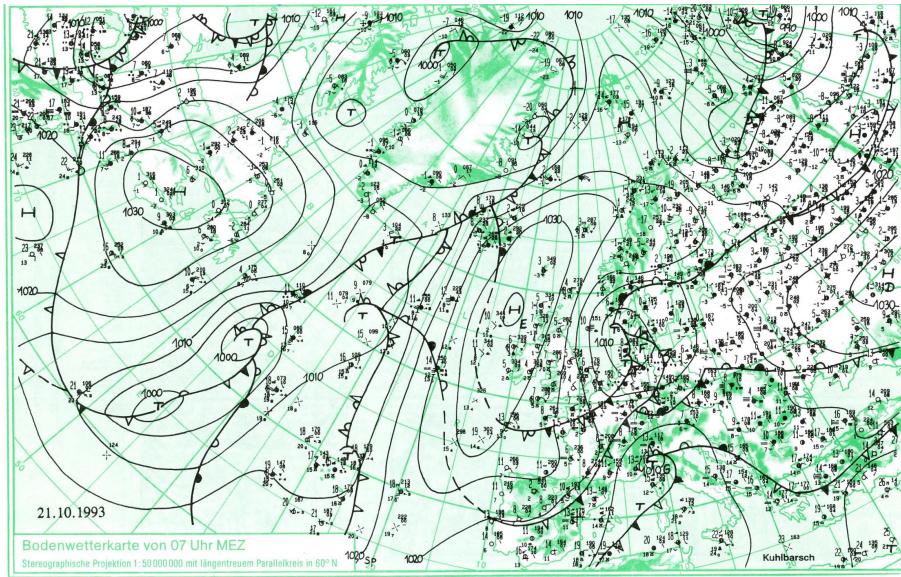


Abb. 5.11: Analysierte Wetterlage auf dem Bodendruckfeld für 21.10.1993
00:00 UTC
Quelle: Berliner Wetterkarte

5.2.2 Auswertung der Ableitungen

Die Zeitreihen, die mit einem Gaußfilter geglättet wurden erstrecken sich über einen Zeitraum von 120 h, angefangen bei 20. 10. 00:00 UTC und endend bei 24. 10. 21:00 UTC.

Der Druckverlauf über die 5 Tage (Abb.(5.12)) ist an den ausgewerteten Stationen unterschiedlich. Es können aber ähnliche Verläufe in den Zeitreihen von Salzburg, Wien und Graz ausgemacht werden. Der Verlauf mit den tiefsten Druckwerten ist in der Zeitreihe von Innsbruck zu sehen. Die höchsten Druckwerte finden sich in der Zeitreihe von Salzburg.

Sieht man sich den $Laplace_p$ in Abb.(5.13) an, so fällt ins Auge, dass wiederum Lienz und Villach von den restlichen Verläufen abweichen. Salzburg und Graz zeigen sehr ähnliche Verläufe. Villach und Lienz fallen im Wert des $Laplace_p$ markant ab bei 45 – 60 h. Im Druckverlauf ist ein seichter Anstieg zu erkennen; in dem Moment, wo der Abstieg im $Laplace_p$ beginnt, ist der Wert des tiefsten Drucks erreicht. Das ist ein deutliches Zeichen für den Durchgang einer Front. Auch in der zeitlichen Ableitung des $Laplace_p$ ist noch ein Signal in der Zeitreihe von Salzburg und Villach vorhanden.

In der 2. Zeitableitung des Drucks, in der räumlich-zeitlichen Ableitung xt_p (Abb.(5.14)) und der 2. räumlichen Ableitung xx_p ist kein signifikantes Signal erkennbar.

Vielversprechender ist wieder die Grafik der gemischten räumlich-zeitlichen Ablei-

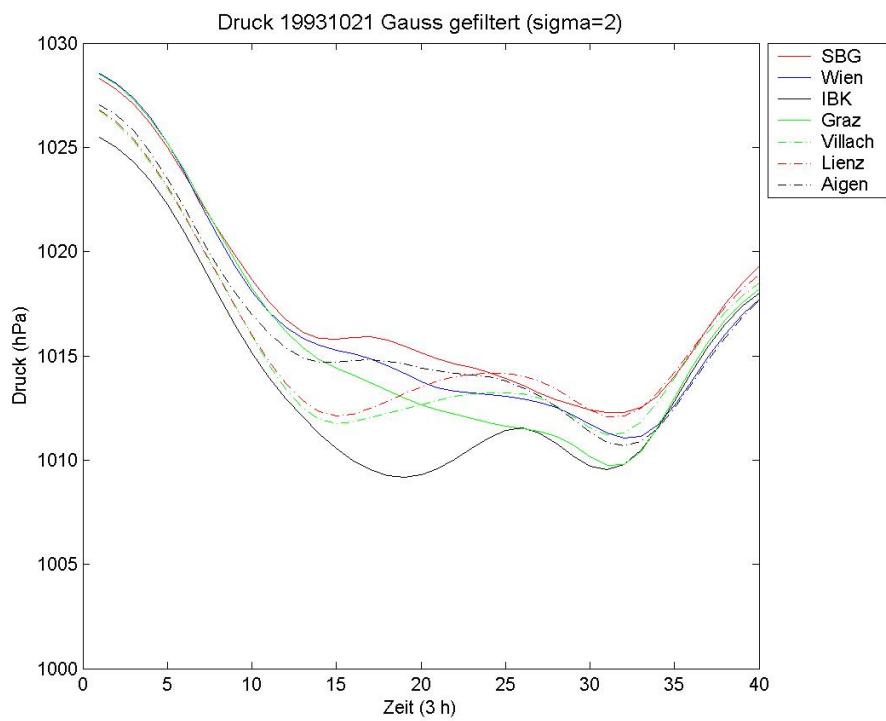


Abb. 5.12: Druckverlauf, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993

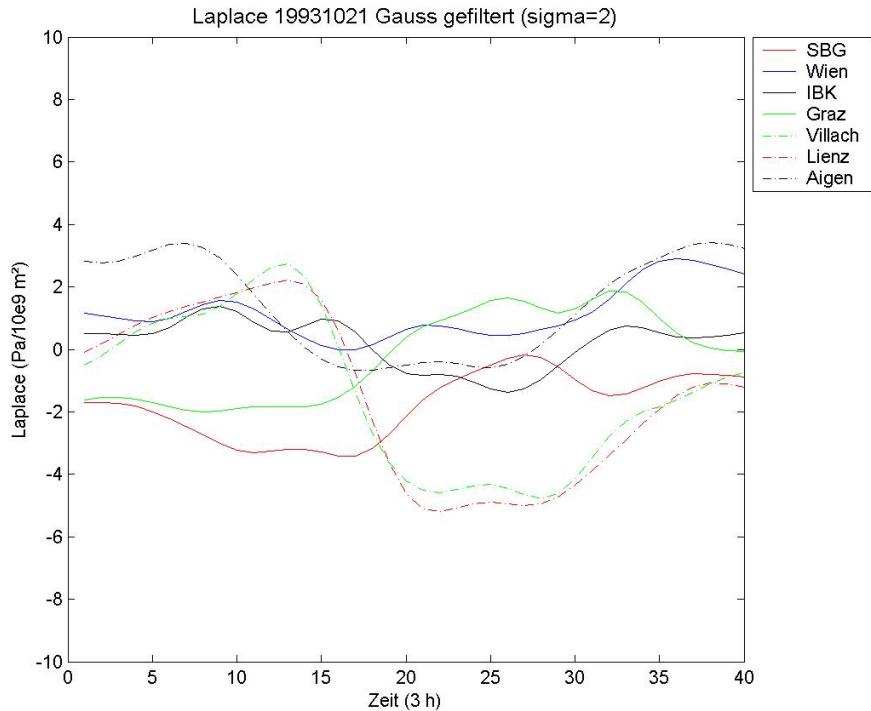


Abb. 5.13: Laplace des Drucks, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993

tung yt_p (Abb.(5.15)). Sie zeigt einen gemeinsamen Verlauf aller Zeitreihen mit unterschiedlichen Amplituden. Die größte Amplitude hierbei besitzt Innsbruck. Die beiden Stationen Villach und Lienz verlaufen fast ident. Die schwächste Amplitude zeigt sich bei der Wiener Zeitreihe, die aber bei der letzten gemeinsamen Senke auch einen Abfall aufweist. Schön zu beobachten ist hier, dass die höchsten Werte der Zeitreihen zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreicht werden, wodurch man Informationen über die Verlagerungseigenschaften der Front erhält. Die Ableitung hier ist der zeitliche Verlauf des Nord-Süd-Gradienten.

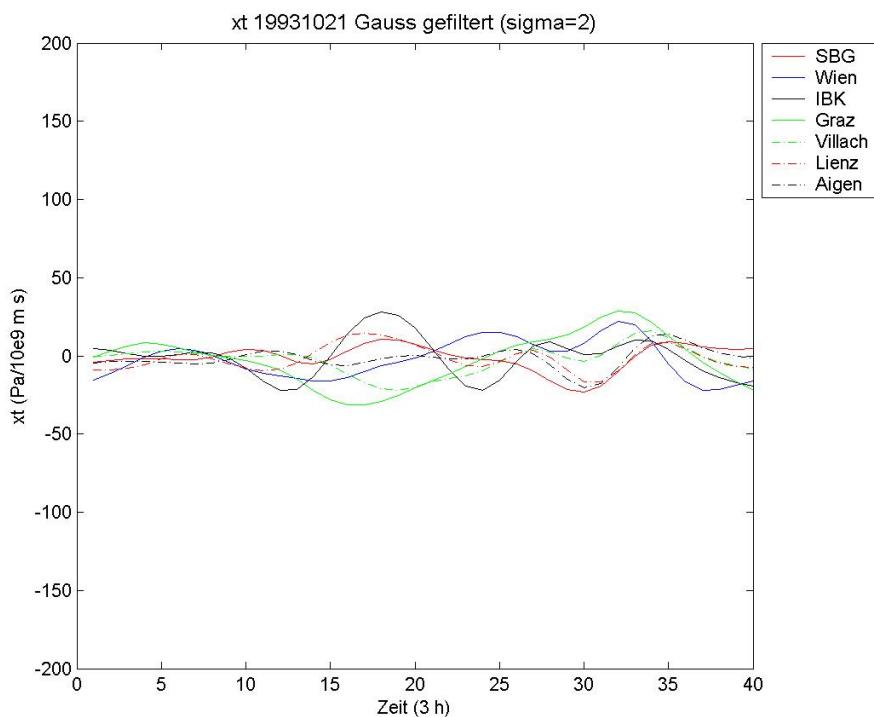


Abb. 5.14: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, xt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993

Die 2. räumliche Ableitung in y -Richtung zeigt ein ähnliches Bild wie der $Laplace_p$ (5.13) und der originale Druckverlauf (5.12).

Zieht man noch die Niederschlagsgrafik des Starkniederschlags (Abb.(5.16)) hinzu, zeigt sich, dass am 22. 10. (48 - 72 h) die höchste 24stündige Niederschlagsmenge in Lienz gefallen ist.

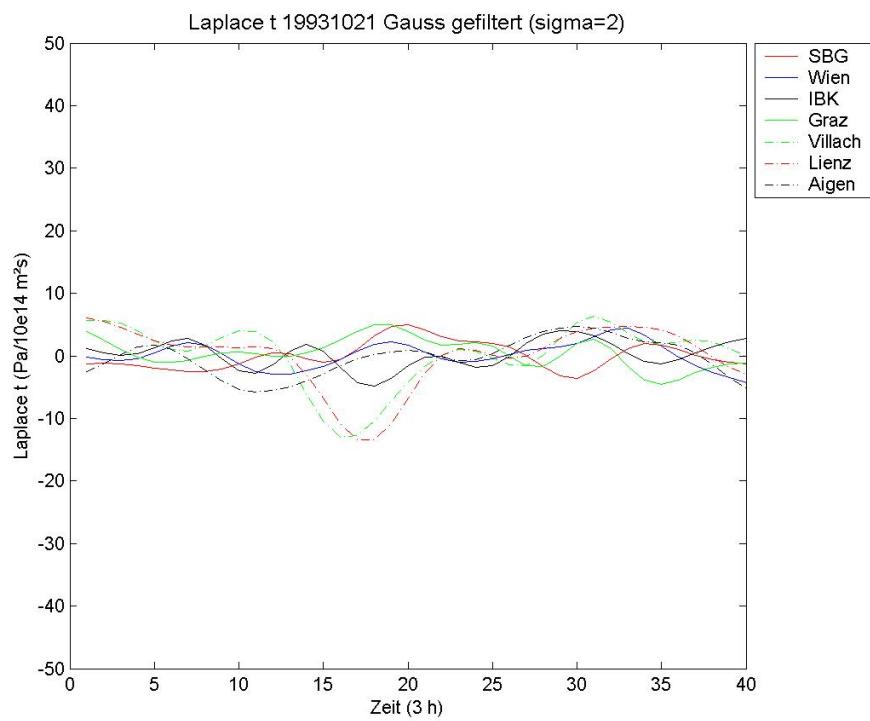


Abb. 5.15: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, $y_t p$, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993

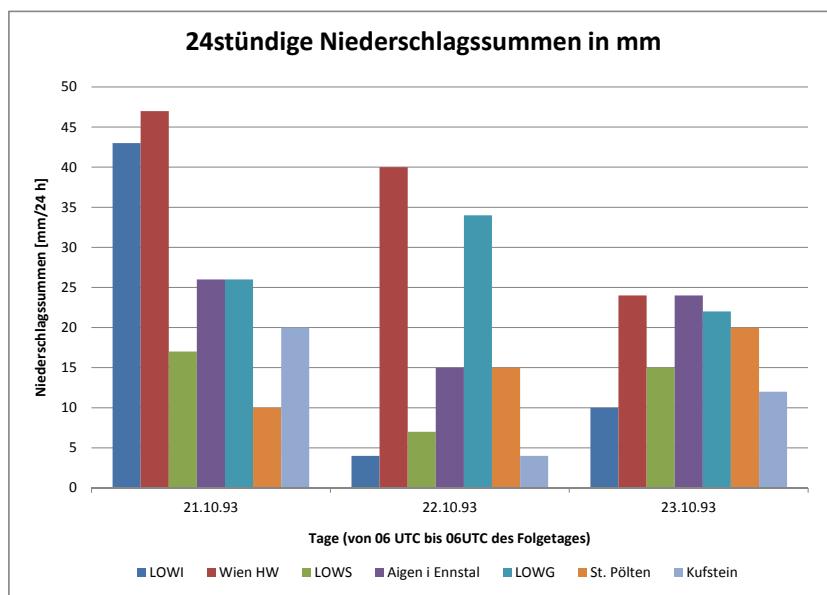


Abb. 5.16: 24h Niederschlagssummen für ausgewählte Stationen

5.3 Fallstudie 09. April 1994

5.3.1 Wetterlage

Am 9. 4. um 00:00 UTC liegt ein Tiefdruckkomplex über Island und ein verwellter Keil über Mittel- und Südosteuropa. Der Trog auf der großen Skala liegt mit einer Achse direkt vor Korsika und einer weiteren Achse östlich von Griechenland. Ein Höhentiefkern liegt im Golf von Genua. Ein weiterer Tiefkern, der genauso wie der Genuatiefkern nicht abgeschlossen ist, liegt im Norden Frankreichs. Über den Britischen Inseln liegt ein sehr schwach ausgebildeter Keil mit seiner Achse zwischen Irland und Großbritannien. Die Bodenkarte vom selben Zeitpunkt verdeutlicht die Komplexität der Wettersituation über Europa. Ein Tief mit einem okkludierten Frontensystem liegt über Mittelitalien. Ein viel ausgeprägteres und großskaliges Tief, zu dem ebenfalls ein okkludiertes Frontensystem gehört, liegt südlich von Island. Der Okklusionspunkt liegt in Nordirland.

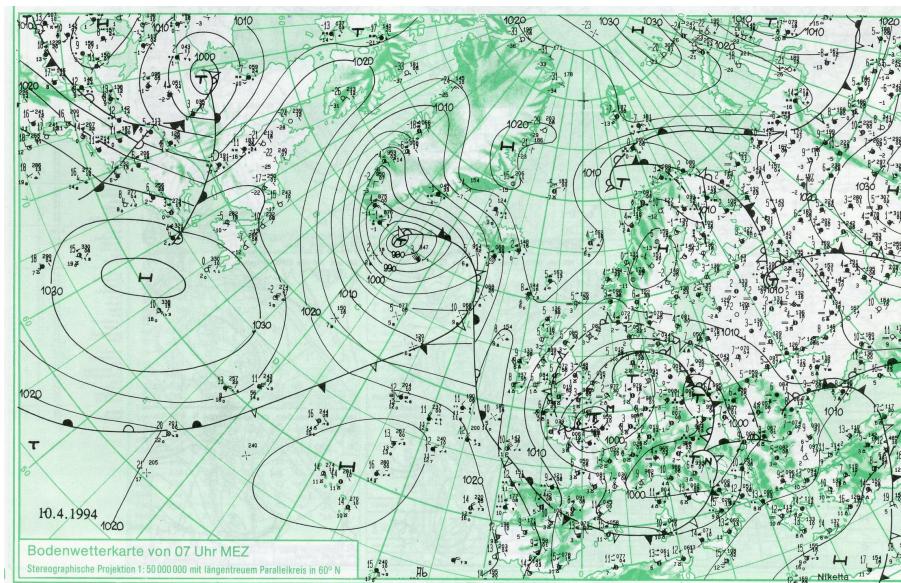


Abb. 5.17: Analysierte Bodendruckkarte für 10.04.1994 00:00 UTC
Quelle: Berliner Wetterkarte

Auf der Bodenwetterkarte von 12:00 UTC desselben Tages sieht man einen Druckgradienten von 6 hPa über dem Zentralalpenraum und einen Gradienten von 11 hPa im Bereich der westlichen Ausläufer der Alpen. Dabei liegt der tiefere Druck im Süden. Eine sich auflösende Okklusion, dessen warm- und kaltaktiven Frontteile bis weit in den Süden reichen, liegt in Deutschland und Polen.

Bis zum 10. 4. 00:00 UTC hat sich das Islandtief zu den Britischen Inseln hin verlagert. An dessen Südseite lässt eine Isobarendräzung und -krümmung auf Vortici-

tyadvektion schließen. Die Keilachse des großkaligen Trogwands wandert von Korsika in die Adria und mit dem Trog der Tiefdruckkern an die kroatische Küste. Die Bodenwetterkarte desselben Termins (Abb.(5.17)) zeigt ein abgeschlossenes Tief, das zu dem ehemaligen Islandtief gehört, mit seiner Okklusion, die vom Bereich südwestlich von Norwegen bis Nordspanien reicht. Ein Frontensystem weiter südlich hat sich schnell weiter nach Osten verlagert und liegt nun über der Türkei und Südgriechenland. Der Alpenraum wird nur im Nordwesten von der Okklusion gestreift.

Um 12:00 UTC desselben Tages liegt die Okklusion aber schon am Alpenbogen an. Das Isobarenbild zeigt sehr kurze, stark gekrümmte Keile und Tröge über den Alpen und dem nördlichen Alpenvorland.

5.3.2 Auswertung der Ableitungen

Die berechneten Zeitreihen gelten für den Zeitraum vom 8. 4. 00:00 UTC bis zum 14. 4. 21:00 UTC. Aufgrund der eben beschriebenen Wetterlage lassen sich interessante Grafiken der Zeitreihen erwarten. Das ist aber nicht der Fall und führt auch zu der Annahme, dass sich trotz eindeutiger Frontdurchgänge, die im Druckverlauf in Abb. (5.18) ersichtlich sind, keine eindeutigen Signale in den verschiedenen Ableitungen ergeben.

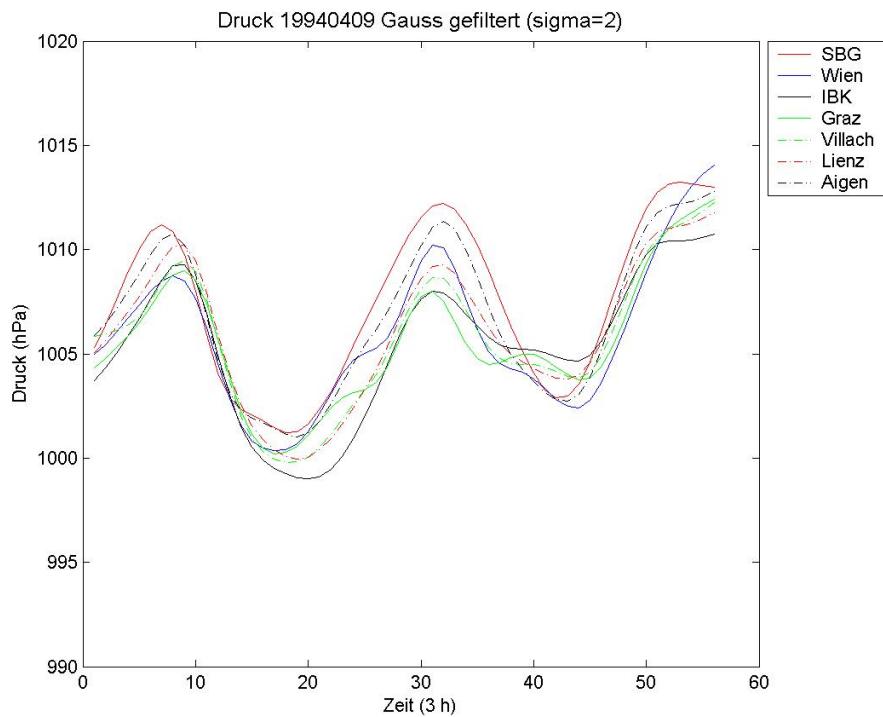


Abb. 5.18: Druckverlauf, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.04.1994

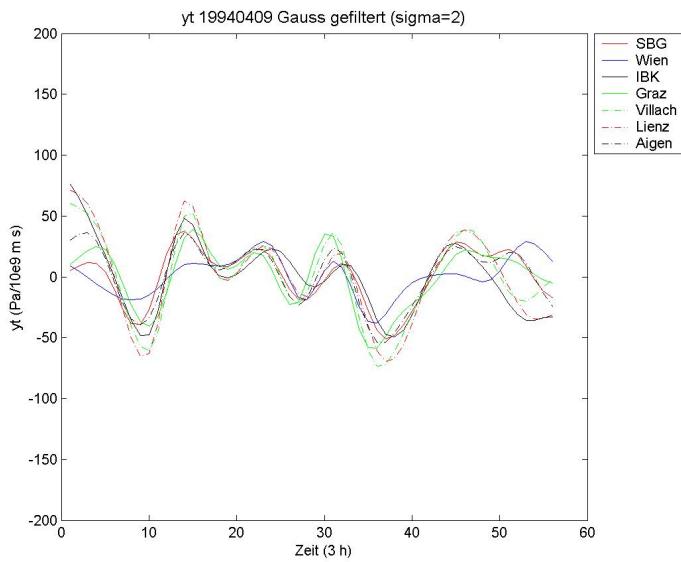


Abb. 5.19: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, yt_p ,
geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS
9.4.1994

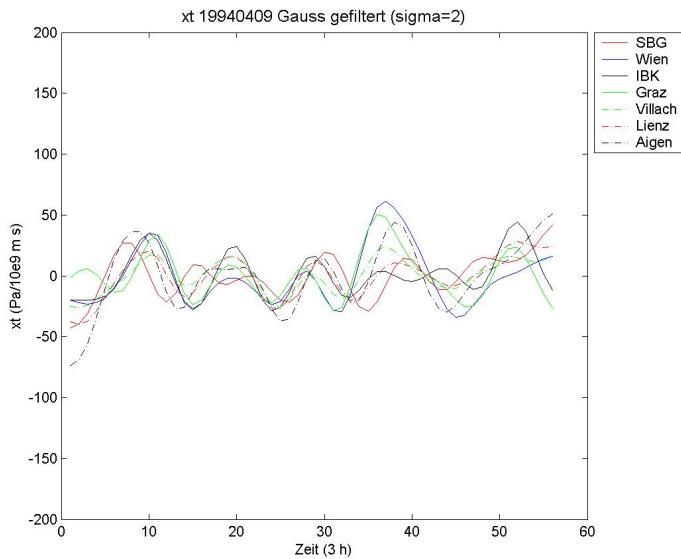


Abb. 5.20: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, xt_p ,
geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS
9.4.1994

Die zeitlich räumlichen Ableitungen xt_p und yt_p sind die einzigen Zeitreihen, die ein brauchbares Signal abgeben, das aber mangels Zusatzinformationen (wie im Kapitel 6 näher erläutert wird) zu keiner eindeutigen Interpretation führen kann. Auffällig, aber erwartbar, ist das entgegengesetzte Schwingen der beiden Zeitreihen.

5.4 Fallstudie 03. Juni 1994

5.4.1 Wetterlage

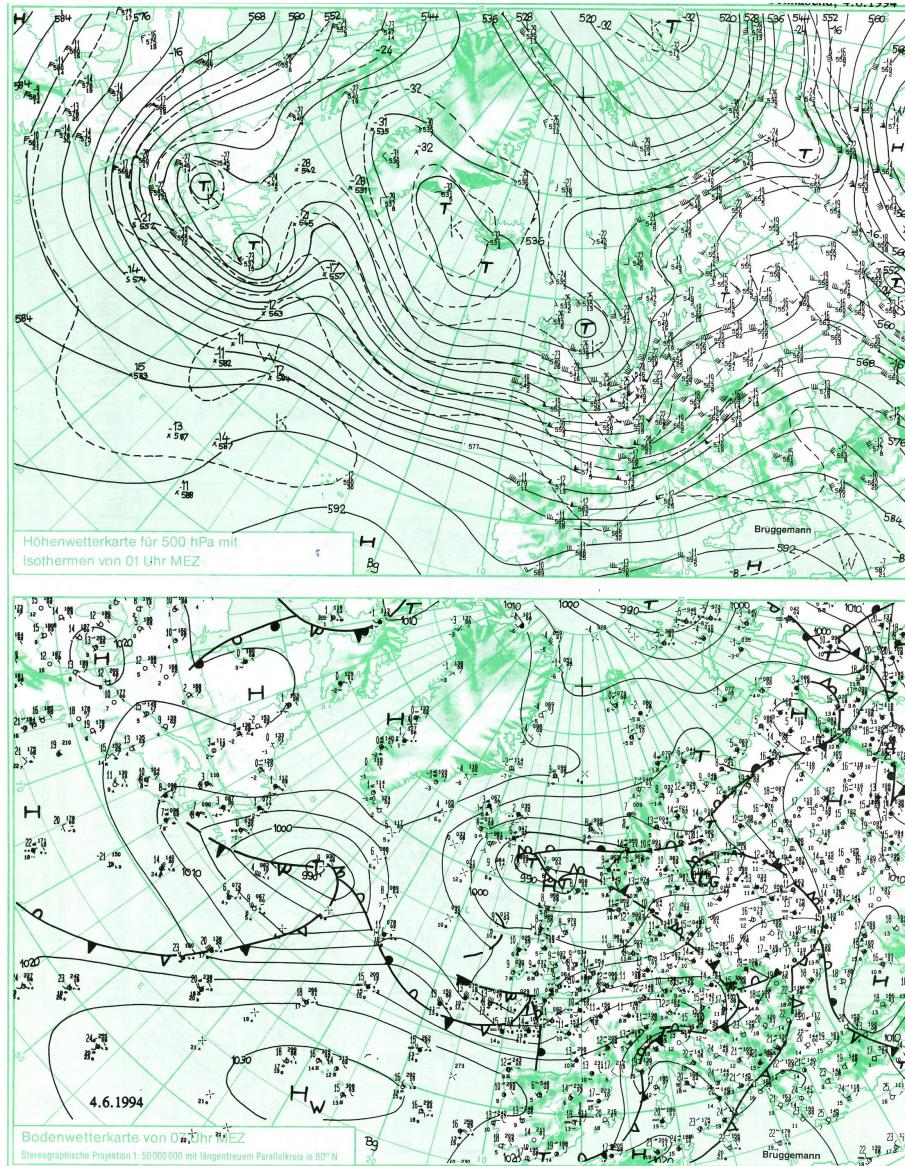


Abb. 5.21: Analysiertes Bodendruckfeld und Höhenkarte (500 hPa) des Drucks für 4.6.1994 00:00 UTC
Quelle: Berliner Wetterkarte

Auf der Höhenkarte (500 hPa) vom 4. 6. 00:00 UTC in Abb. (5.21) sieht man eine High Index Lage - eine zonale Westströmung im Druckfeld - über dem Atlantik und einen Tiefdruckkomplex von Grönland bis zu den Britischen Inseln. Ein Tiefkern nordöstlich von Großbritannien liegt in einem Keil, dessen Amplitude sehr gering ist. Das ausgeprägte Frontensystem eines Bodentiefs, das über der Nordsee liegt und auf dem das zur Höhenkarte gehörenden Bodendruckfeld in Abb. (5.21) erkennbar

ist, wird von einem weiteren Bodentief nordöstlich von Frankreich auf einer großzügig verlaufenden Bahn umrundet. Dieses Tief mit seiner Warmluft ist auf der Bodendruckkarte vom 5. 6. 00:00 UTC schon über Mitteldeutschland, und die dazugehörigen Fronten haben sich an den Alpenbogen von Norden her angelegt. Der Druckgradient über den Westalpen beträgt 20 hPa /300 km und ist auf dem hier nicht dargestellten Bodendruckfeld von 12:00 UTC zu sehen. Der Ostalpenbereich bringt es in Ost-West Richtung auf etwa 600 km Länge auf 16 hPa. Ein Bodentief am südlichen Alpenrand zieht langsam mit seinem Frontensystem ostwärts. Das hat mit dem starken Druckanstieg zu tun, der dem Durchzug des Tiefs folgt.

5.4.2 Auswertung der Ableitungen

Die Berechnungen der Ableitungszeitreihen erstrecken sich über den Zeitraum vom 02. 06. 1994 00:00 UTC bis zum 06. 06. 1994 21:00 UTC.

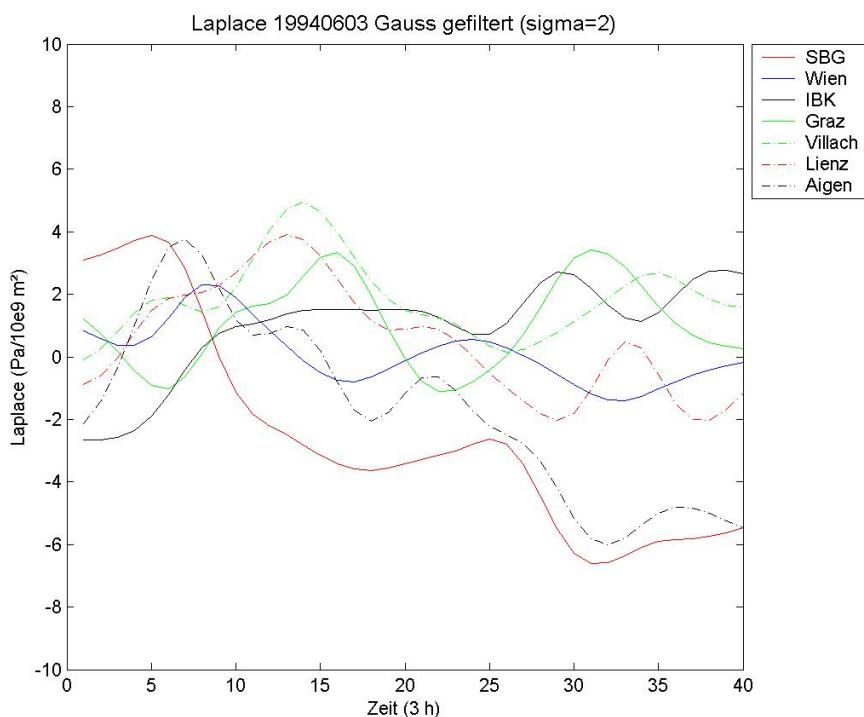


Abb. 5.22: Laplace des Drucks, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 03.06.1994

Die Zeitreihen der zweiten räumlichen Ableitung yy_p (Abb.(5.23)) verlaufen sehr ähnlich der Zeitreihen des $Laplace_p$ (Abb.(5.22)). Die Größenordnungen sind unterschiedlich. Auffällig ist, dass die Zeitreihen von Salzburg und Aigen im Ennstal bis auf einen welligeren Mittelteil der Zeitreihe von Aigen sehr ähnlich verlaufen, gerade im letzten Drittel. Die Innsbrucker Zeitreihe verläuft bei der Laplacedarstellung ge-

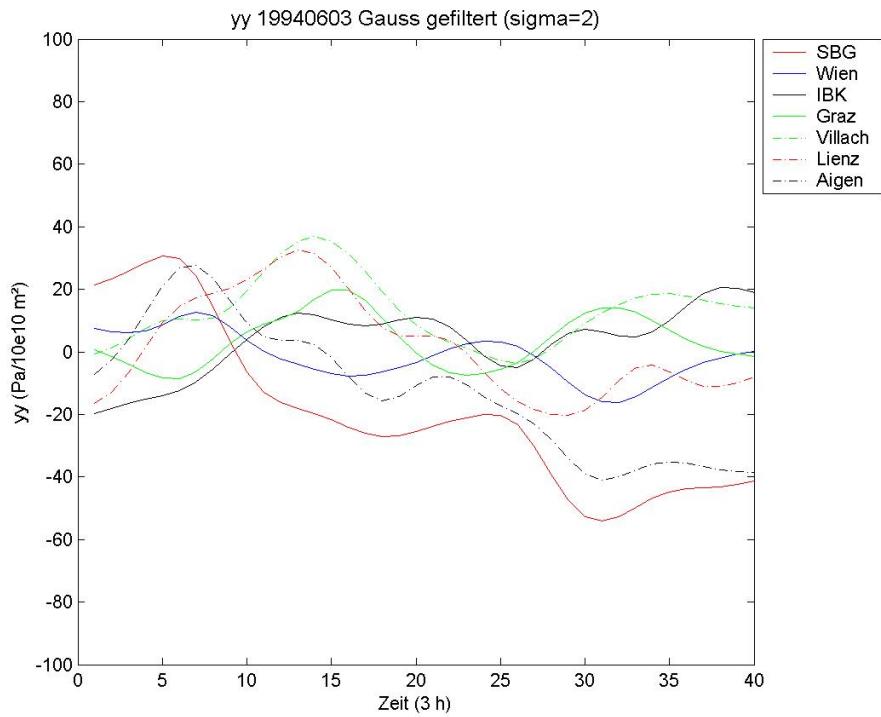


Abb. 5.23: 2. räumliche Ableitung des Drucks in Nord-Süd Richtung y, yy_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.6.1994

nau gegengleich zu der Salzburger Zeitreihe und verläuft wie die Zeitreihe von Graz, eher im positiven Bereich.

Die zeitlich räumliche Ableitung xt_p ist harmonisch, was das Muster des Verlaufs der Zeitreihen betrifft (Abb.(5.24)). Zwei Minima bei 24 h und 80 h werden von allen Zeitreihen zu anderen Zeitpunkten erreicht. Der maximale Abstand zwischen der ersten Zeitreihe, die ihr Minimum erreicht, und der letzten sind ungefähr 30 h bei dem Minimum am 5. 6. ($\tilde{20} \times 3$ h). Die yt_p Ableitung (Abb.(5.25)) zeigt ein Bild von zwei Maxima zu denselben Zeitpunkten bzw. Zeiträumen, wie sie in der Darstellung der xt_p Ableitung (Abb.(5.24)) zu sehen sind. Beim ersten Maximum erreichen, so wie im ersten Minimum der xt_p Ableitung, die meisten Zeitreihen in kürzerem Abstand ihren höchsten Wert im Gegensatz zum zweiten Maximum. Das lässt auf eine schneller ziehende Druckstörung am 3. 6. ($\tilde{12} \times 3$ h) schließen.

So erscheinen in dieser Fallstudie zwei Muster, die im einen Fall 2 Ableitungen in denselben Zeitreihenverläufen darstellen und im anderen Fall nur die Zeitpunkte der Extremwerte für die Zeitreihen gemein haben. Nachfolgend die Abbildung mit den 24stündigen Niederschlagssummen ausgewählter Stationen für die Fallstudie 3.6.1994. Die Starkniederschläge in Österreich waren am 4. 6. an den Bergstationen und in der Südoststeiermark gemessen worden. Am 5. 6. waren auch Stationen an

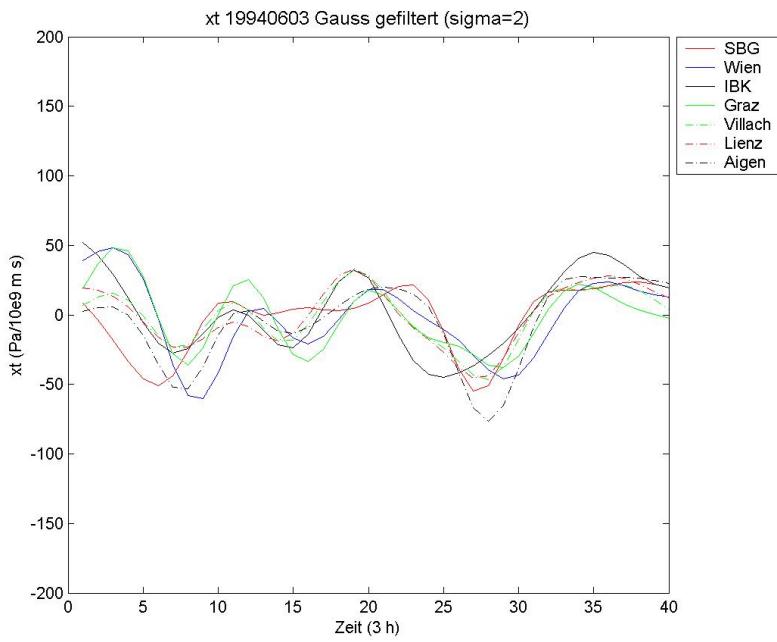


Abb. 5.24: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, xt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.6.1994

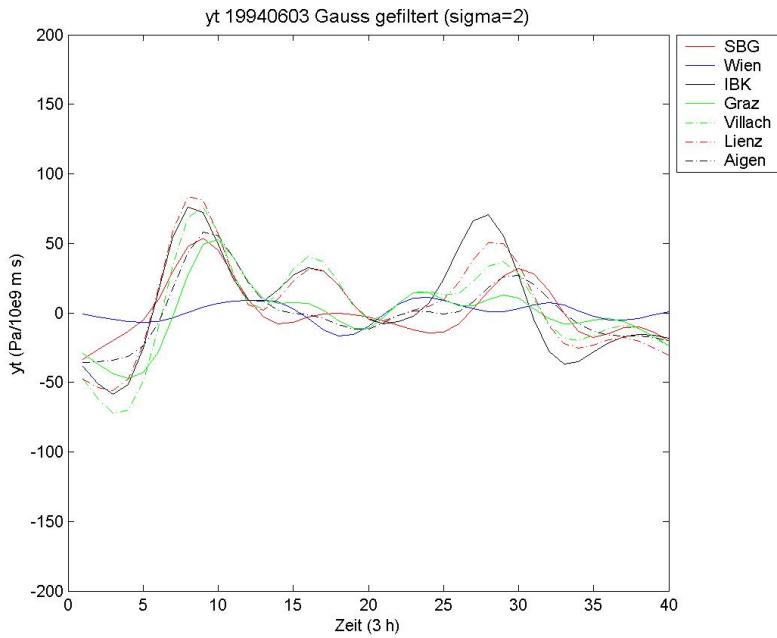


Abb. 5.25: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, yt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.6.1994

der Grenze zu Bayern und Niederösterreich von Starkniederschlägen betroffen.

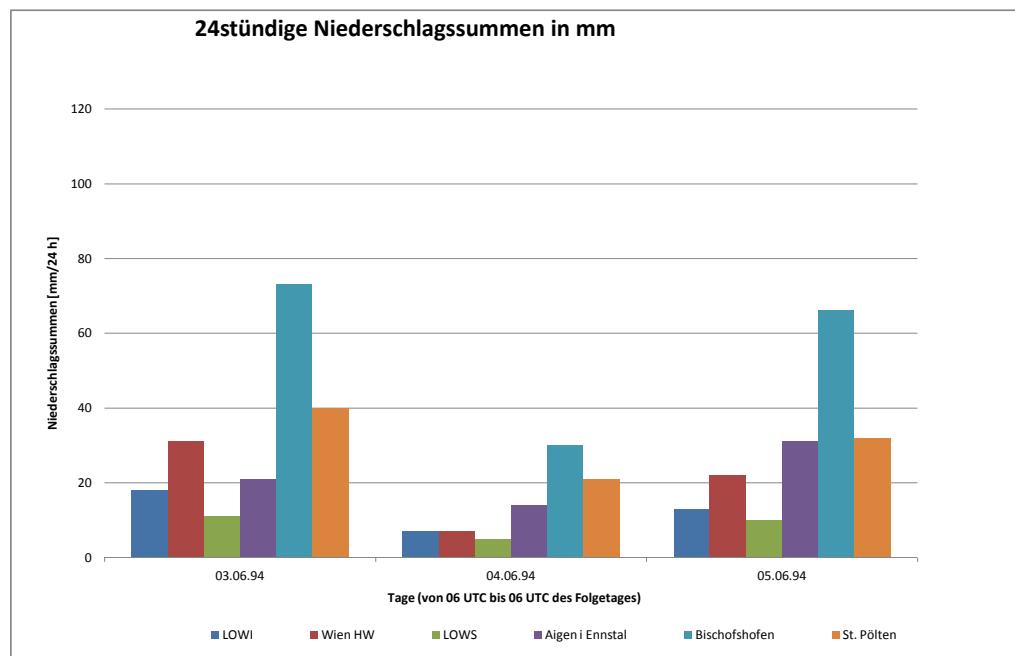


Abb. 5.26: 24h Niederschlagssummen für ausgewählte Stationen

5.5 Fallstudie 16. März 1997

5.5.1 Wetterlage

Auf der Bodenwetterkarte am 16. 3. 12:00 UTC (Abb.(5.27)) sieht man ein Tief mit einem Frontensystem über Norddeutschland, das einen sehr großen Warmsektor besitzt, da die Warm- und Kaltfronten mit einem Winkel von fast 180° zueinander stehen. Über den Alpen herrscht ein Druckgradient von 7 hPa/11 km mit dem tiefen Druck im Süden und einem Hochdruckkeil im Norden. Auf der Höhenwetterkarte von 00:00 UTC (Abb.(5.28)) sieht man eine starke Nordwestströmung mit einem Hoch im Westen und einem ausgeprägten Tief im Osten. So wird von Norden kalte arktische Luft an die Alpen advehiert. Die Starkniederschlagsmengen vom 16. 3. wurden an 19 Stationen in Österreich gemessen und waren auf den Osten beschränkt.

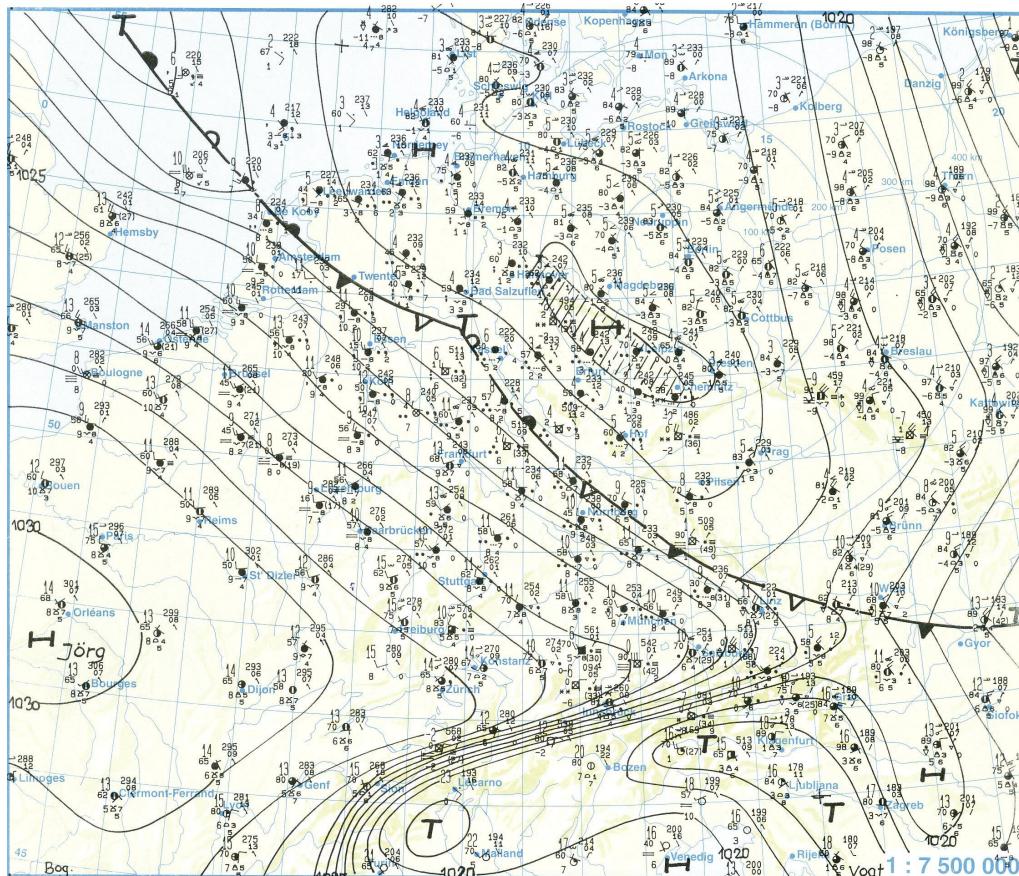


Abb. 5.27: Analysierte Wetterlage des Bodendruckfelds für 16.3.1997 um 12:00 UTC
Quelle: Berliner Wetterkarte

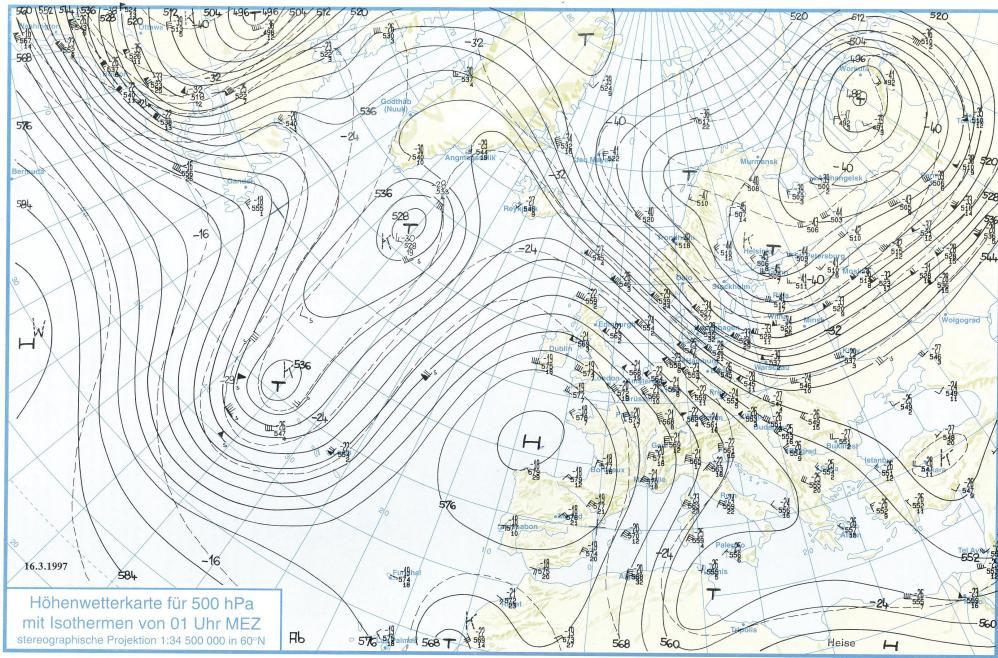


Abb. 5.28: Höhenkarte (500 hPa) des Drucks vom 16.3.1997 00:00 UTC
Quelle: Berliner Wetterkarte

5.5.2 Auswertung der Ableitungen

Die Zeitreihen der Ableitungen dieser Fallstudie sind für den Zeitraum von 15. 03. 1997 00:00 UTC bis 18. 03. 1997 21:00 UTC berechnet.

Im Druckverlauf zeigt sich kein markanter Druckabfall (Abb.(5.29)). Alle Zeitreihen haben ein verschobenes Minimum bei 55 h bis 65 h, was dem 17. 3. 08:00 UTC bis 18:00 UTC entspricht. Hier ist, wie auch in der Fallstudie vom 7. 6. 1985, die in dieser Arbeit nicht näher beschrieben wird, eine Gaußfilterung mit $\sigma = 2$, nicht sinnvoll, da die leichten Signale zu stark geglättet werden. In Dieser Fallstudie ist zusätzlich zu den ausgewählten Stationen, die für alle Fallstudien gleich sind, die Station St. Pölten dargestellt. Damit wird gezeigt, dass sich der Druckverlauf und die Ableitungen an Gitterpunkten nahe Stationen, an denen sehr hohe Niederschlagsmengen gemessen wurden, nicht anders verhalten, als an Stationen, wo die Niederschlagsmengen nicht oder weniger hoch waren. Für die Darstellung der 24stündigen Niederschlagssummen dieser Fallstudie steht die Abbildung (5.33) zur Verfügung.

Die einzelnen Zeitreihen des $Laplace_p$ sehen aus, als hätten sie keine Gemeinsamkeiten (Abb.(5.30)). Jede einzelne Zeitreihe hat einen unterschiedlichen Verlauf. Dabei hat die Zeitreihe von Villach einen relativ großen Wert, wenn man die Laplacezeitreihen der anderen Fallstudien zum Vergleich heranzieht. Genauso verhält sich das mit der Zeitreihe von Salzburg im negativen Bereich. Zu beachten ist hier, dass die Werte

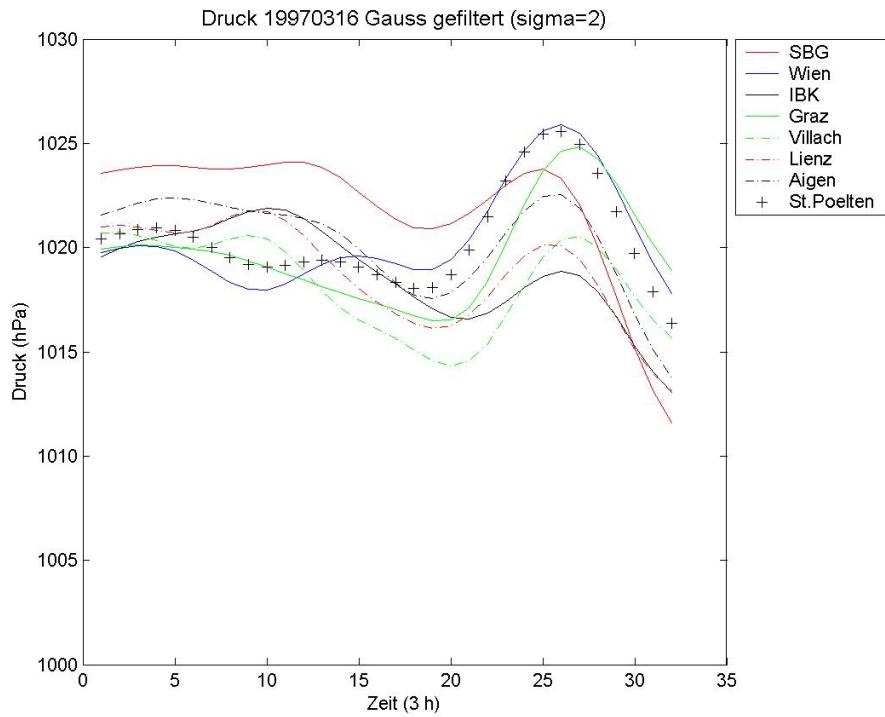


Abb. 5.29: Druckverlauf, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997

aus der gaußgefilterten Darstellung entnommen sind und etwa um $4 \frac{Pa}{10^9 m^2}$ geringer sind als die Werte aus der ungefilterten Darstellung. Ebenso sehen die Verläufe der zweiten räumlichen Ableitung yy_p in Abb.(5.31) aus.

Die räumlich-zeitliche Ableitung xt_p (Abb.(5.32)) hat in diesem Fall ein Muster, bei dem die meisten Zeitreihen ab den Abendstunden des 17. 3. ($\tilde{22} \times 3$ h) bis zur Nacht vom 18. auf den 19. 3. ($\tilde{32} \times 3$ h) ein Maximum aufweisen. Die Zeitreihe von Graz hat ein Maximum schon am 16. 3. in der Früh ($\tilde{10} \times 3$ h), welches sehr flach abfällt, bis es mit den anderen Zeitreihen steiler abfällt nachdem diese das Ende ihres Maximums erreicht haben. In Wien sind zwei Maxima vorhanden. Das erste erscheint in der ersten Nachthälfte vom 16. auf den 17. 3. ($\tilde{15} \times 3$ h) und das zweite in der Nacht vom 18. auf den 19. 3. ($\tilde{32} \times 3$ h).

Die höchsten 24stündigen Niederschlagssummen misst man am 16. 3. ($\tilde{12} \times 3$ h) vor allem in Mariazell, St. Pölten und Wr. Neustadt. Auch in Wien werden an diesem Tag Starkniederschläge gemessen. Am 17. 3. ($\tilde{20} \times 3$ h) sind die Mengen geringer und auch nicht mehr als Starkniederschläge statistisch verifiziert.

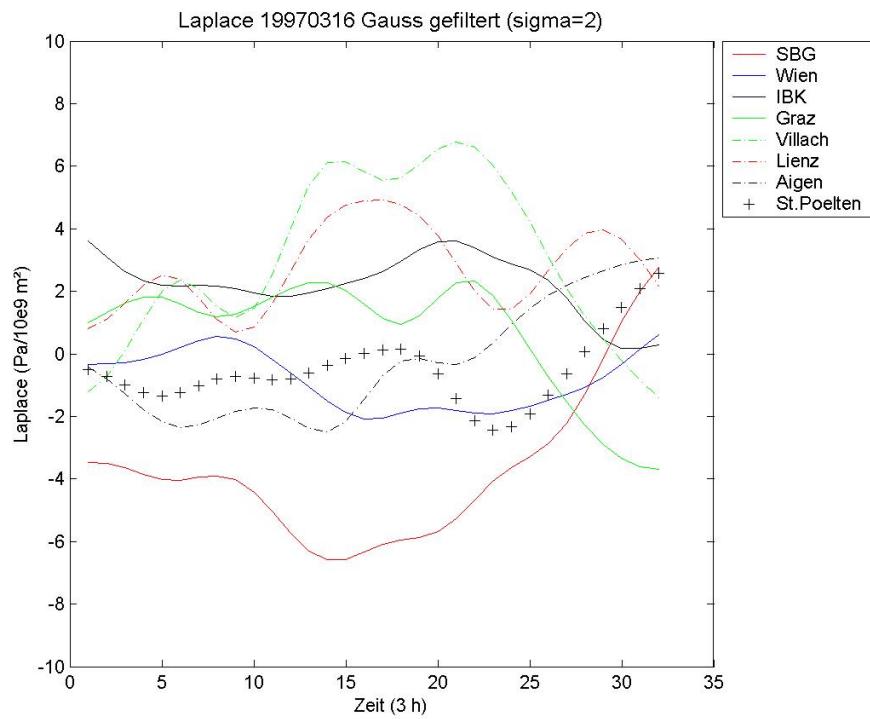


Abb. 5.30: Laplace des Drucks, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997

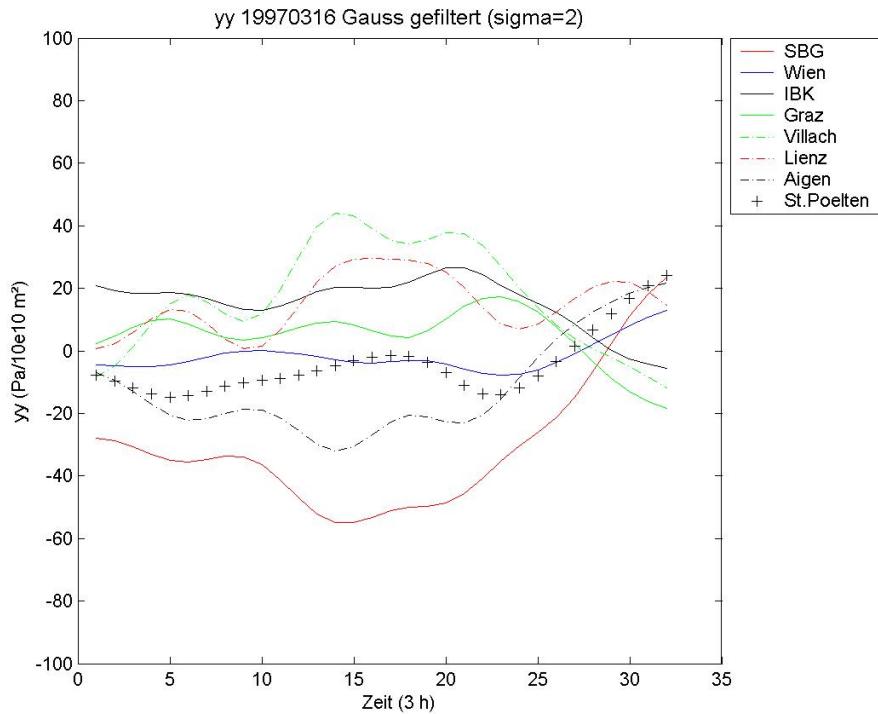


Abb. 5.31: 2. räumliche Ableitung des Drucks in Nord-Süd-Richtung, yy_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997

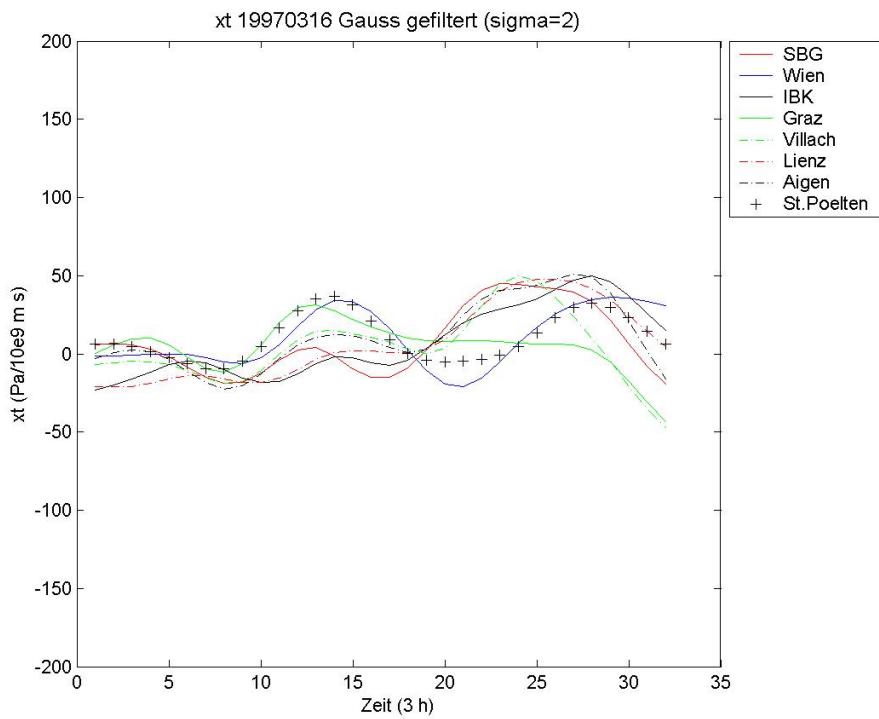


Abb. 5.32: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, xt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997

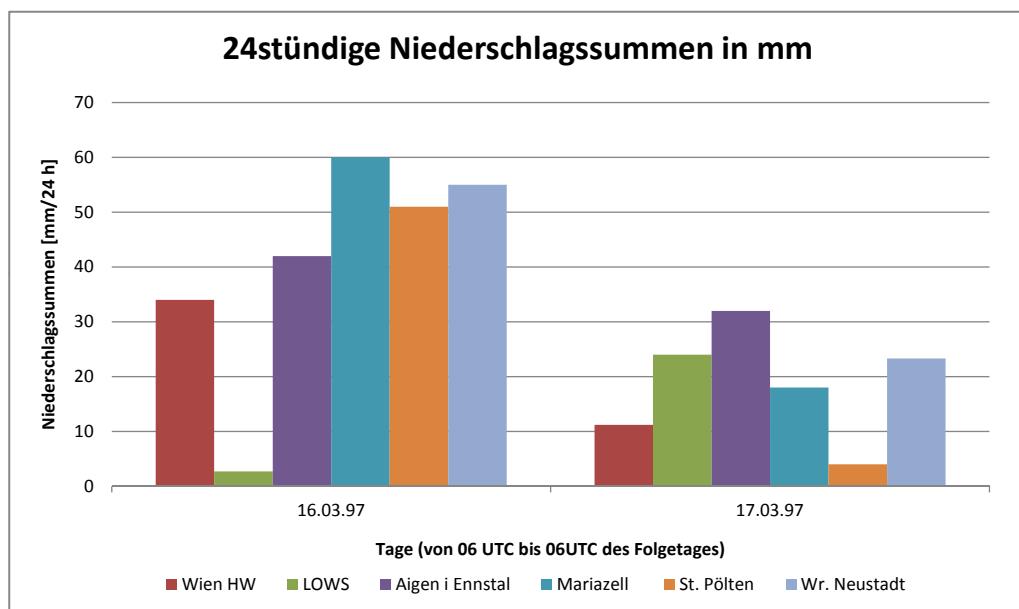


Abb. 5.33: 24h Niederschlagssummen für ausgewählte Stationen

5.6 Fallstudie 09. Februar 1998

In dieser Fallstudie soll nun eine länger andauernde, gradientschwache Wetterlage betrachtet werden, um das Verhalten der Ableitungen im Vergleich zu den Extrem-niederschlagsfallstudien zu untersuchen. So kann diese Fallstudie auch als Vervollständigung der Untersuchung gesehen werden.

5.6.1 Wetterlage

Am 9. 2. liegt in der Höhenkarte in 500 hPa, die hier nicht dargestellt wird, ein Keil mit warmer Luft über Mitteleuropa. Südlich von Grönland befindet sich ein ausgeprägtes Tiefdrucksystem mit 2 Kernen und kalter Luft in seinen Zentren. Auf der Bodendruckkarte von 00:00 UTC desselben Zeitpunktes ist ein Hochdruckgebiet über dem gesamten mitteleuropäischen Raum zu sehen. Südlich von Grönland liegt ein abgeschlossener Tiefdruckkern mit einem okkludierten Frontensystem über dem nördlichen Atlantik und Island.

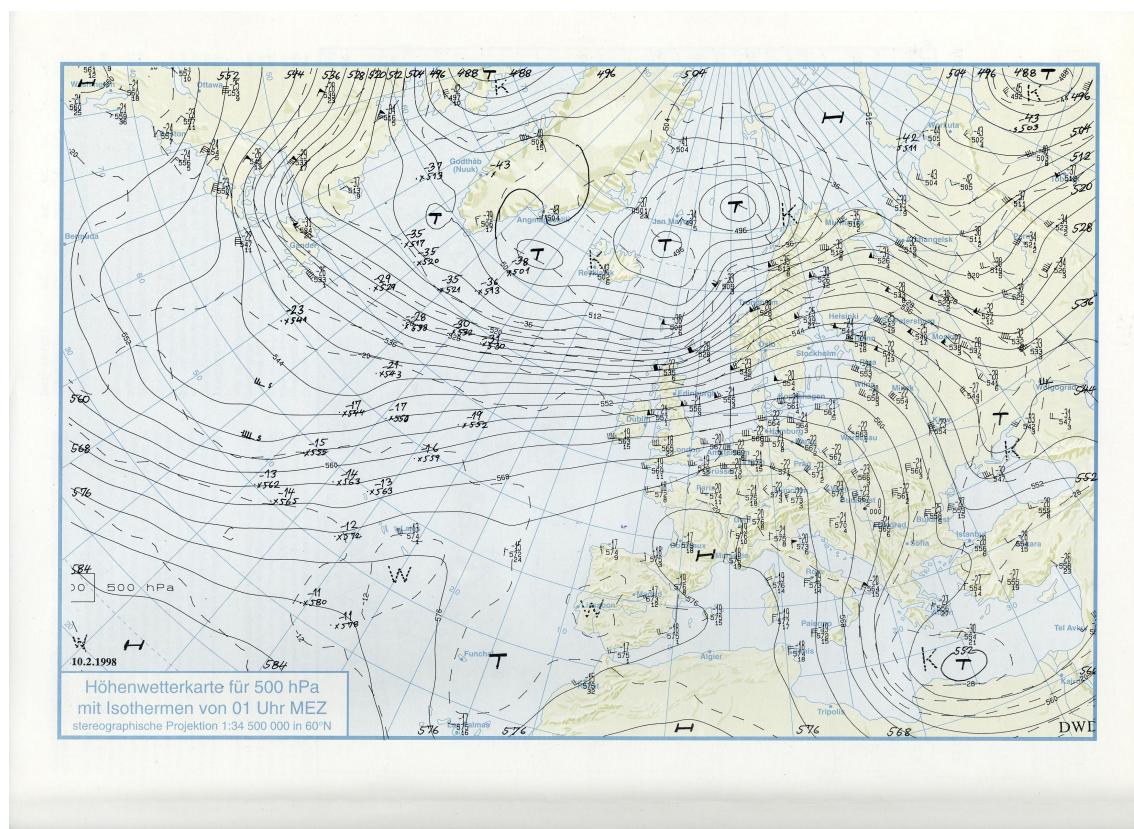


Abb. 5.34: Analysierte Höhenkarte (500 hPa) des Drucks für 10.02.1998 00:00 UTC

Quelle: Berliner Wetterkarte

24 Stunden später hat sich der Tiefdruckkomplex in der Höhe bis vor die Nordnorwegische Küste verlagert, was in Abb. (5.34) zu sehen ist. Der Alpenraum liegt immer noch im Einflussbereich des Hochdruckkeils, dessen höchster Druck über Spanien liegt. Die Bodenkarte zum selben Zeitpunkt zeigt zwei kleine Hochdruckkerne in Mitteleuropa. Ein Kern ist direkt über dem östlichen Alpenbereich, was angesichts der Uhrzeit auf die nächtliche Ausstrahlung und die dadurch bedingte Auskühlung, die in den Alpentälern durch das verminderte Talvolumen verstärkt wird, zurückzuführen ist. Die Wetterlage um 12:00 UTC am 10. 2. ist unverändert. Am 11. 2. um 12:00 UTC liegt ein kleiner Hochdruckkern nördlich der Ostalpen sowie nordwestlich der westlichen Ausläufer der Alpen und ein Tief in der Poebene. Ansonsten sehr gradientschwach über dem Alpenraum. Am 11. 2. um 00:00 UTC befindet sich ein Hoch über den Ostalpen. Die Keilachse verlagert sich langsam nach Osten. Ein starker Druckgradient baut sich über Mitteleuropa auf, der aber zu diesem Zeitpunkt angesichts der großen räumlichen Ausdehnung für den Alpenraum noch nicht spürbar ist. Die dazugehörige Bodenwetterkarte zeigt ein ausgedehntes Hoch, das sich über den gesamten Alpenbogen erstreckt. Die Bodenwetterkarte vom 12. 2. um 12:00 UTC, die hier nicht dargestellt ist, zeigt eine *Hochdrucknase* nördlich der Alpen und ein Gebiet mit tieferem Druck in der Poebene. Dieses Bild lässt auf Nordföhn schließen. Ein Kern mit hohem Druck liegt nordwestlich der Westalpen.

Eine sehr breite Westströmung über dem nördlichen Mitteleuropa lenkt die Tiefdrucksysteme des Atlantiks nach Norden ab, sodass sie um den mächtigen Keil herumwandern und das südliche Europa nicht beeinflussen. Am 13. 2. um 12:00 UTC zeigt das Bodendruckfeld wiederum einen verstärkten Druckgradienten über den Alpen mit dem höheren Druck im Norden und dem kleinräumigen Tief im Süden, was für eine ausgeprägte Föhnnahe gehalten werden kann. Über Frankreich und Teilen Deutschlands liegt sehr gradientschwache Luft. Am 13. 2. 00:00 UTC spielt sich das von den Tiefdrucksystemen und den damit verbundenen Fronten beeinflusste Wetter im Norden Europas ab. Der Süden ist sehr gradientschwach. Die Amplitude des Keils in der Höhenströmung vergrößert sich nach Norden hin. Eine weitere Keilachse reicht von Frankreich über die Britischen Inseln bis an die nördliche Ostküste von Grönland. Der Kern des Hochdruckkeils liegt über Frankreich. Die gradientschwache Lage hält auch am 14. 2. noch an. Ein sehr mächtiger Keil, der sich von Südspanien bis weit in die Arktis hinein erstreckt, dominiert das Bild der Höhenströmung um 00:00 UTC am 14.2.

5.6.2 Auswertung der Ableitungen

Die Zeitreihen dieser Fallstudie sind für einen Zeitraum von 9. 2. 00:00 UTC bis 15. 2. 21:00 UTC berechnet.

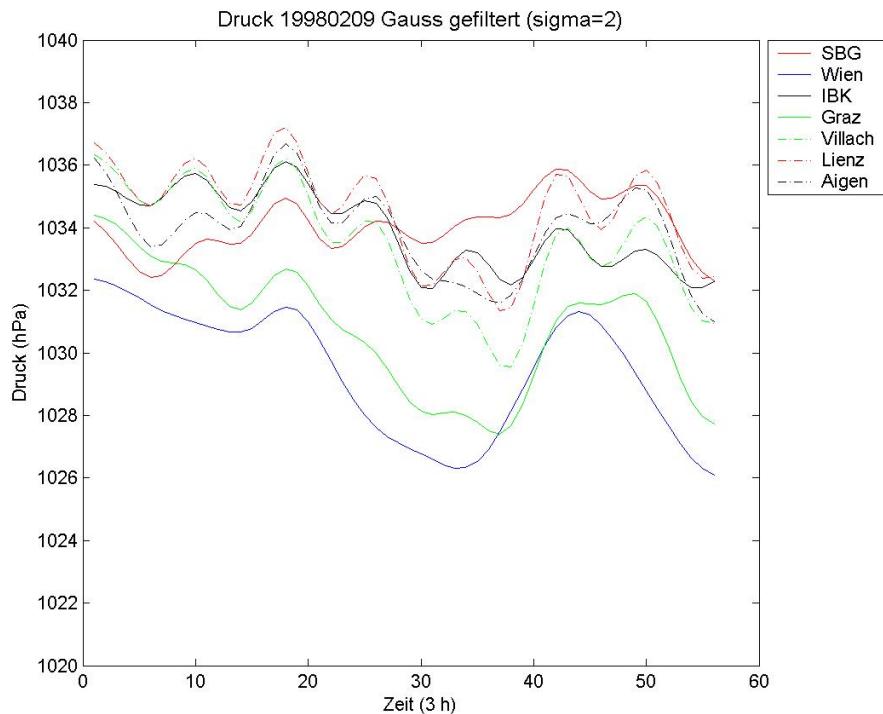


Abb. 5.35: Druckverlauf, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998

Schon im Druckverlauf (Abb. (5.35)) lässt sich sehr gut erkennen, dass es sich bei dieser Wetterlage um eine gradientschwache Lage handelt. Trotz der Filterung mit einem Gaußfilter (Kap.4.4) ist der Tagesgang des Drucks noch ersichtlich. Dieser hat lokalen Charakter und ist von der täglichen Erwärmung und Abkühlung durch Ein- und Ausstrahlung abhängig. Die Halbtageswelle ist vom Wetter unabhängig und hat planetarischen Charakter (DWD, 1987). Der Druckverlauf in Wien und Graz verläuft wegen Föhn verschieden zu den restlichen betrachteten Stationen. Der Unterschied des Druckverlaufs dieser Wetterlage zu den vorher behandelten ist durch die fehlenden Signale einer markanten Druckstörung offensichtlich. Dementsprechend liegt die Erwartung nahe, dass auch in den Ableitungen des Drucks keine außergewöhnlichen Signale gefunden werden.

Auch die gemischten räumlich-zeitliche Ableitungen zeigen in den Abbildungen (5.38) und (5.39) den Tagesverlauf des Drucks noch deutlich. Bei der zweiten zeitlichen Ableitung war vor allem in der ungefilterten Darstellung die Halbtageswelle zu erken-

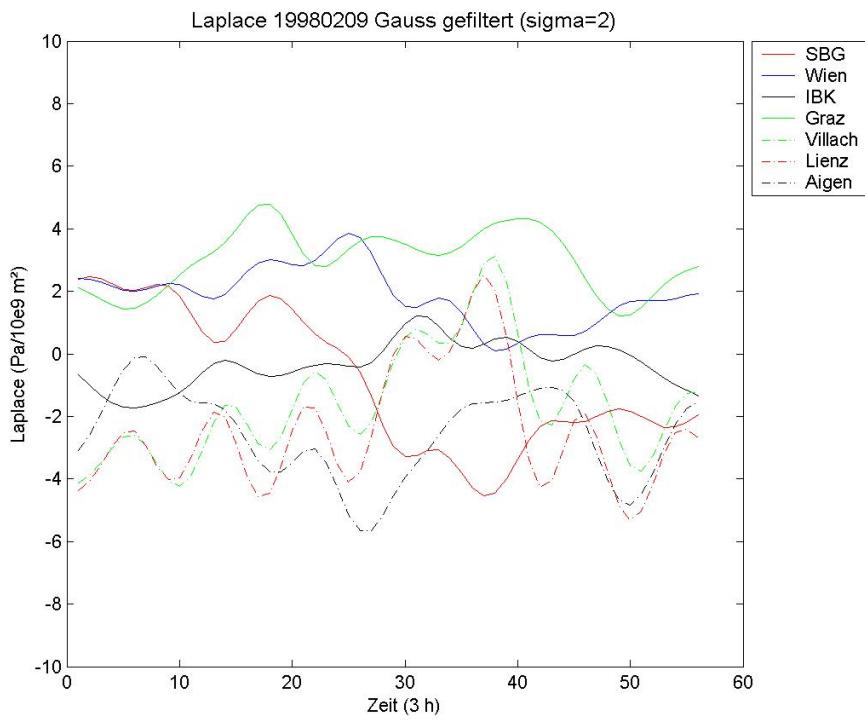


Abb. 5.36: $Laplace_p$ des Drucks, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998

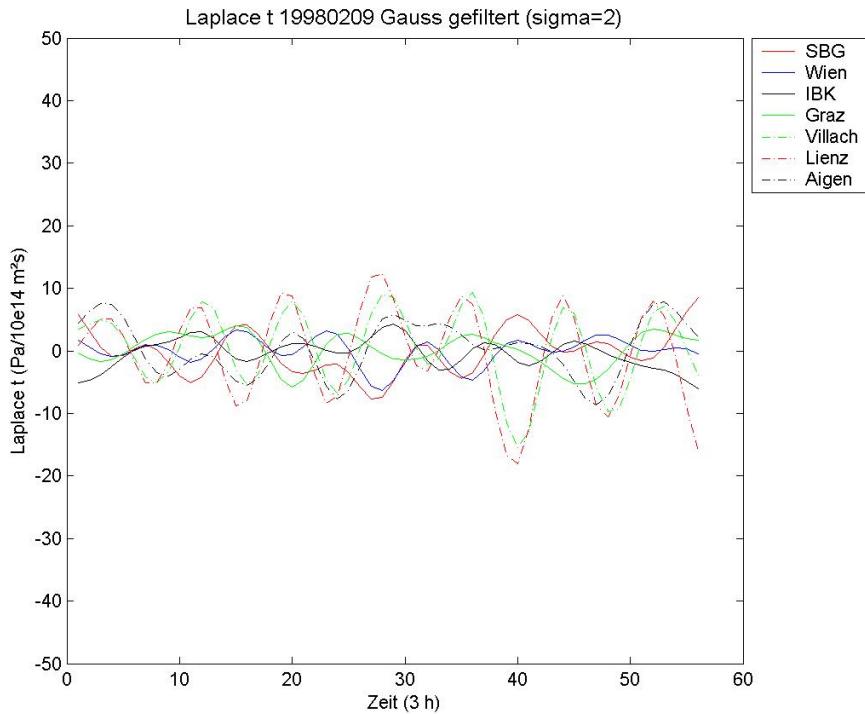


Abb. 5.37: $Laplace_{tp}$ des Drucks, geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998

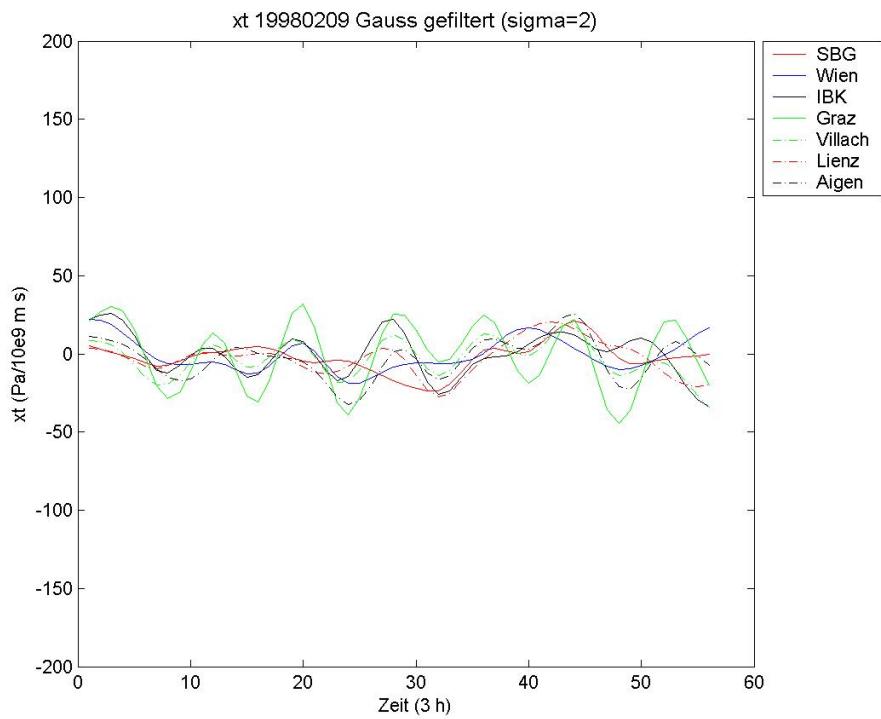


Abb. 5.38: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, xt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998

nen, die mit erst mit dem Gaußfilter ($\sigma = 2$) vollständig geglättet wurde. Die Tageswelle ist immer noch erkennbar, weil die Hochdruckwetterlage Strahlungsnächte und -tage bietet, an denen die maximale Ein- und Ausstrahlung möglich ist. Dadurch bilden sich Hitzetiefs am Tag und Kältehochs in der Nacht, die sich in den einzelnen Ableitungen wiederfinden. Die dynamischen, unregelmäßigen Druckstörungen sind von den Tagesänderungen des Drucks um ein bis zwei Zehnerpotenzen größer (DWD, 1987).

Ausgewählt wurden für die Darstellung dieser Fallstudie die Ableitungen, die in Fallstudien mit extremem Niederschlag am aussagekräftigsten waren. So kann man im Vergleich sehen, dass die Grafiken der Ableitungen im gradientschwachen, niederschlagsfreien Fall auffallend regelmäßige Verläufe präsentieren. Der Druck ändert sich in den betrachteten 7 Tagen bei den Stationen, die nicht im Föhnbereich liegen, um ungefähr 4 hPa.

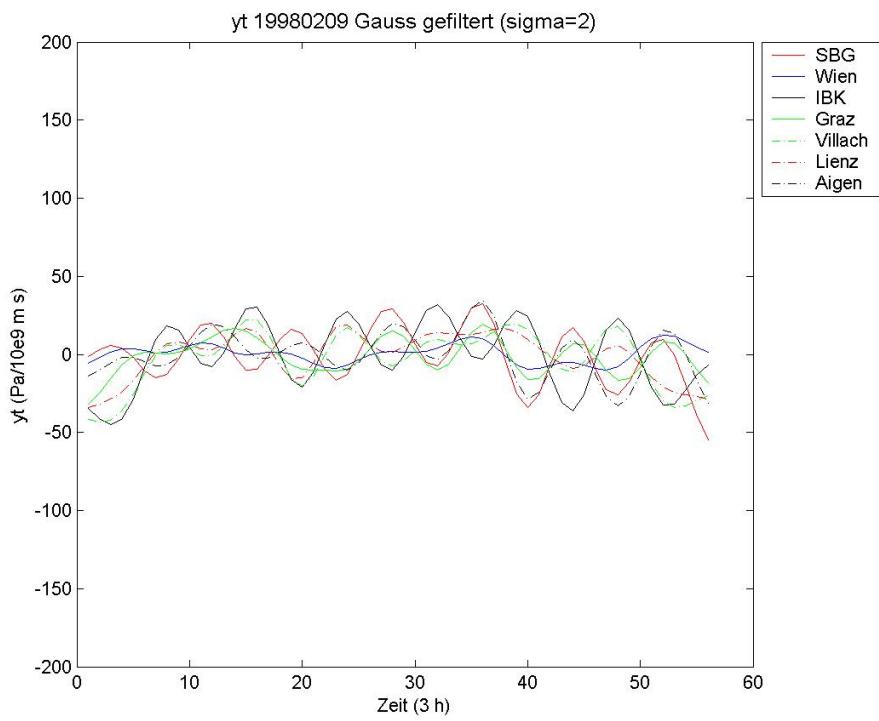


Abb. 5.39: räumlich-zeitliche Ableitung des Drucks, yt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998

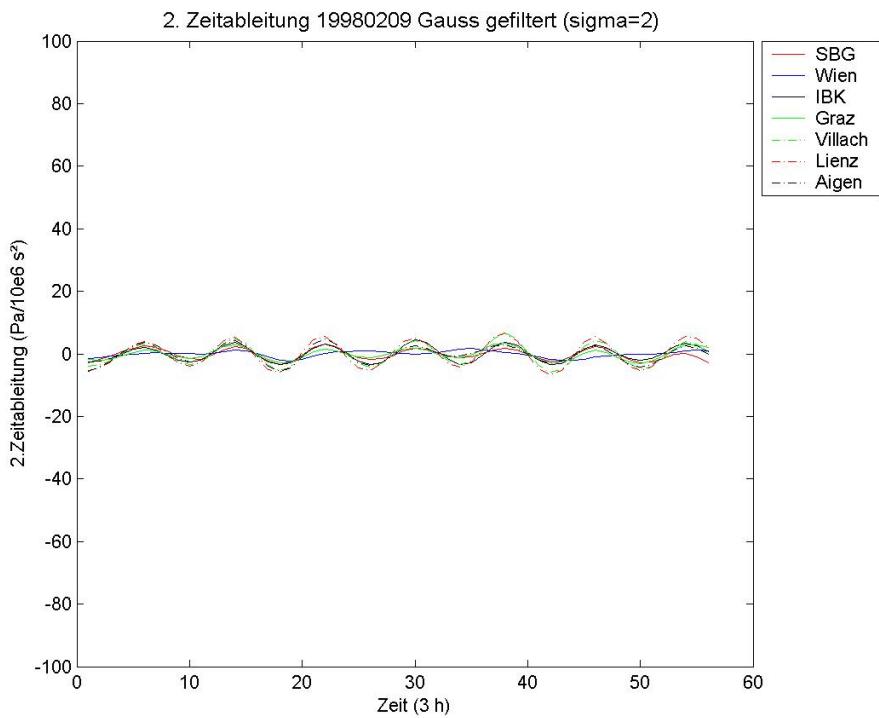


Abb. 5.40: 2. zeitliche Ableitung des Drucks, tt_p , geglättet mit einem Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998

Kapitel 6

Ergebnisse und Ausblick

6.1 Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Wie die Fallstudien schon gezeigt haben, konnte in dieser Arbeit keine signifikante Kennzahl für die Starkniederschlagsvorhersage gefunden werden, sodass auch keine weiteren Berechnungen und künstliche Bildungen von Kennzahlen verfolgt wird. Dass keine eindeutige Kennzahl gefunden werden konnte, kann an folgenden Gründen liegen:

1. Wahl der Niederschlagsauflösung
2. Ungünstige zeitliche Auflösung
3. Skala der Ableitungsberechnung
4. Keine Betrachtung der ersten Ableitungen
5. Zu viel Interpretationsfreiraum bei xt_p und yt_p

Auf diese erwähnten Gründe soll nun im Detail eingegangen werden.

6.1.1 Niederschlagsauflösung

Die Idee war, mit den 24stündigen Niederschlagssummen Starkniederschläge als solche zu identifizieren und diese mit den Signalen der Ableitungen zu vergleichen. Es stellt sich heraus, dass die 24stündigen Niederschlagssummen zwar Auskunft über das Vorhandensein eines Ereignisses geben, aber im Zusammenhang mit den Ableitungen keine außergewöhnlich hohen Werte beobachtet werden können. Das liegt einerseits wahrscheinlich an der Tatsache, dass mit 6stündigen Niederschlagssummen die Korrelation mit einem Signal in den Ableitungen, die beispielsweise einen

Frontdurchgang darstellen können, besser funktionieren, als das 24stündige Summen tun. Ein Frontdurchgang ist in der Regel ein Ereignis, das an einer Station an einem Zeitpunkt gemessen wird und nicht eine Dauer von 24 h aufweist. So wäre es sinnvoll, Frontdurchgänge oder die Signale, die Ableitungen liefern, mit Regenraten zu diesen Zeitpunkten zu vergleichen oder aber auch die Niederschlagssummen für ein kleineres Zeitintervall zu berechnen, sodass dieser mit größerer Sicherheit einem synoptischen Ereignis zugeordnet werden kann. Im Rahmen dieser Arbeit stößt man auch auf die große Variabilität, in der Niederschlag schon in kleinem Raum auftritt. Die Muster der Ableitungen können auf großer räumlicher Skala stattfinden. Die größeren Niederschlagsmengen, die damit in Verbindung gebracht werden sollen, werden aber nur in den seltensten Fällen auf derselben Skala beobachtet. Zwar gibt es großräumige Ereignisse, an denen Starkniederschlag an vielen Stationen auftritt, aber auch hier muss nicht an zwei benachbarten Stationen zwangsläufig Niederschlag in derselben Größenordnung fallen. Siehe dazu auch das Kapitel (1.1). Die Herausforderung, eine Lösung für das Skalenproblem zu finden, hat ein Projektteam angenommen, dessen Arbeit im Kapitel 6.2 noch näher beschrieben wird.

In Mladek et al. (2000) dienen kumulierte 24stündige Niederschlagssummen als Rohmaterial, allerdings auf einem regelmäßigen Gitter. Sie werden für jeden einzelnen Gitterpunkt im Abstand von 25 km analysiert und vorhergesagt. Das ist eine Alternative, die als Basis für Vergleiche dienen kann, im Gegensatz zur Verwendung der nächstgelegenen Stationsmesswerte. Das wird die grundsätzliche Stochastik des Niederschlags jedoch nicht verändern, sondern nur die Berechnungen in der Statistik - hier vor allem Korrelationen - einfacher machen. Eine solche Korrelation und statistische Prüfung des Zusammenhangs fehlt für eine vollständige Auswertung, und wäre eine weitere herausfordernde Aufgabe.

6.1.2 Ungünstige zeitliche Auflösung

Die Ableitungen sind zeitlich mit der geringst möglichen Auflösung berechnet worden. Das hat einerseits den Vorteil, dass möglichst viel Information von den Ausgangsdaten in die Ableitungen transportiert wird. Andererseits sind die Zeitreihen der Ableitungen mit zu viel Rauschen belegt, als dass markante Signale auf einen Blick ersichtlich wären. Mit dem Δt sollte man noch mehr variieren. Allerdings ist zu beachten, dass die gewünschte Skala auch noch aufscheinen kann, da die betrachtete Skala auch schnell zu groß gewählt werden kann und die mesoskaligen Systeme nicht erkennbar sind. Ein Problem, das entstehen könnte, wenn die Zeitskala von Anfang an zu groß gewählt wird, wäre, dass schnell wandernde Systeme nicht erkannt werden können. Wenn jetzt die Zeitskala gleich auf 12 h statt auf 3 h gestellt wäre, würde

das Tiefpassfiltern, das die Halbtages- und Tageswelle aus den Zeitreihen entfernt, nicht mehr notwendig sein. Die zeitliche Auflösung von 3 h wurde auch gewählt, weil die Ausgangsarbeit (Tschannett et al., 2003) die Wahl des Δt als sinnvoll erachtet.

6.1.3 Skala der Ableitungsberechnung

Der Ansatz, die Ableitungen für alle Gitterpunkte des VERA-Druckanalysefeldes zu berechnen (Abb. (2.1)) stellt sich für die Zeitreihenbetrachtung als ungünstig heraus. Hilfreich ist es, die Zeitreihen in Kombination mit den berechneten Feldern der Ableitungen zu betrachten. So kann man einfach erkennen, wie sich großräumige Systeme verlagern und welche Regionen betroffen sind. Dadurch lässt sich dann ein Gitterpunkt auswählen, an dessen Zeitreihenverlauf das Wettergeschehen ablesbar sein sollte. Die Auswahl der Zeitreihen in den Fallstudien waren Stationen, die für verschiedene Wetterlagen und Niederschlags situationen von der räumlichen Lage repräsentativ hätten sein sollen. Die erwartete Aussagekraft blieb aber aus. Jedoch hat auch die Betrachtung eines Gitterpunkts nahe einer Station mit sehr hohen Niederschlagsmengen keine außergewöhnlichen Signale in den Ableitungen gezeigt. Das lässt den Schluss zu, dass es nicht notwendig ist, einen Gitterpunkt, an dem die Ableitung berechnet wurde, direkt mit einer Niederschlagsmessung an einer Station zu vergleichen. Die Herangehensweise des im folgenden Unterkapitel (6.2) beschriebenen Projekts scheint erfolgsversprechender zu sein.

6.1.4 Zu viel Interpretationsspielraum bei xt_p und yt_p

Will man die zweiten räumlich-zeitlichen Ableitungen xt_p und yt_p eindeutig interpretieren, so reicht die alleinige Berechnung dieser Ableitungen nicht aus. Man benötigt die zusätzliche Information der ersten Ableitungen x_p oder y_p , um die Eindeutigkeit von beispielsweise der Zugbahn einer Front davon ableiten zu können. Das soll Abbildung (6.1) veranschaulichen. Die Berechnungen der Fallstudien haben ergeben, dass die xt_p und die yt_p Ableitungen gut korrelieren. Das gilt aber nur für den Alpenraum beziehungsweise die gebirgigen Regionen.

Die zweite räumliche Ableitung yy_p und der $Laplace_p$ sind zu gut korreliert, um als unabhängig bezeichnet zu werden. Dieses Ergebnis überrascht nicht, weil die Information der yy_p Ableitung im $Laplace_p$ enthalten ist. Bei starkem Nord-Süd-Anteil und geringem West-Ost-Anteil im $Laplace_p$ können sich die berechneten Zeitreihen sehr ähnlich sehen. Abb. (5.23) und Abb. (5.22) aus der Fallstudie 03. 12. 1992 zeigen das deutlich.

Fast alle Starkniederschlagsereignisse sind ein kompliziertes Wechselwirken von atmosphärischen Mechanismen (Volkert, 2000). Den einzelnen Ableitungen mangelt es an eindeutiger Aussagekraft. Dieser Umstand macht eine einfache Anwendung für den Prognostiker oder auch den Analytiker unmöglich. Bei der zweiten zeitlichen Ableitung des Drucks tt_p wäre eine alleinige Anwendung möglich, aber auch hier zeigt die Auswertung ein Problem auf. Die nötige Signalstärke, die die Bedingung für eine sinnvolle Verwendung der Ableitung darstellt, ist nach der Filterung des Tages- und Halbtagesganges, die aus der Zeitreihe entfernt werden müssen, nicht mehr vorhanden. Bei den zweiten gemischten räumlich-zeitlichen Ableitungen ist es nicht möglich nur mit der Ableitungsinformation eine zufriedenstellende Aussage über das Verhalten des Drucks zu machen.

6.2 Ausblick

Um wirklich aussagekräftige Ergebnisse mit den Ableitungen zu erzielen, sollten die zweiten gemischten räumlich-zeitlichen Ableitungen xt_p und yt_p noch kombiniert werden mit Berechnungen der äquivalentpotentiellen Temperatur θ_e und der Strömungsrichtung. So wäre die Ableitung xt_p mit der Meridionalkomponente des geostrophischen Windes zu vergleichen, der bei einer Frontpassage einen Sprung in die zyklonale Richtung erfährt. Zumindest aber die ersten Ableitungen x_p bzw. y_p sollten als zusätzliche Information vorliegen, um die Eindeutigkeit der Zugbahn einer Front davon abzuleiten. In Abbildung (6.1) ist dargestellt, dass es für zwei unterschiedliche Wetterlagen und Strömungsvorgänge dasselbe Ergebnis in den räumlich-zeitlichen Ableitungen gibt. So kann eine Ableitung für die Situation einer Trogverlagerung (Abb.6.1 links oben) dasselbe Vorzeichen haben wie etwa die Ableitung für die Verlagerung eines Keils (Abb.6.1 rechts unten). So kann erst mit der Information des Gradienten und dessen Vorzeichen genau bestimmt werden, aus welcher Richtung die Strömung kommt. Buzzi und Foschini (2000) findet, dass Low-Level-Zonen mit hohen θ_e Werten ein Indikator für die Anwesenheit von potentieller Instabilität sind, was wiederum die Entstehung von Niederschlagssystemen fördert.

Eine ähnliche Kombination wäre die gemeinsame Betrachtung von Luftmassenklassifikationen (Steinacker, 1991) oder auch (Biermair, 2007) und den Ableitungen xt_p und yt_p . So hat schon Wakonigg (1991) die räumlichen Verteilungstypen von Niederschlägen ostalpinen Wetterlagen zugeordnet.

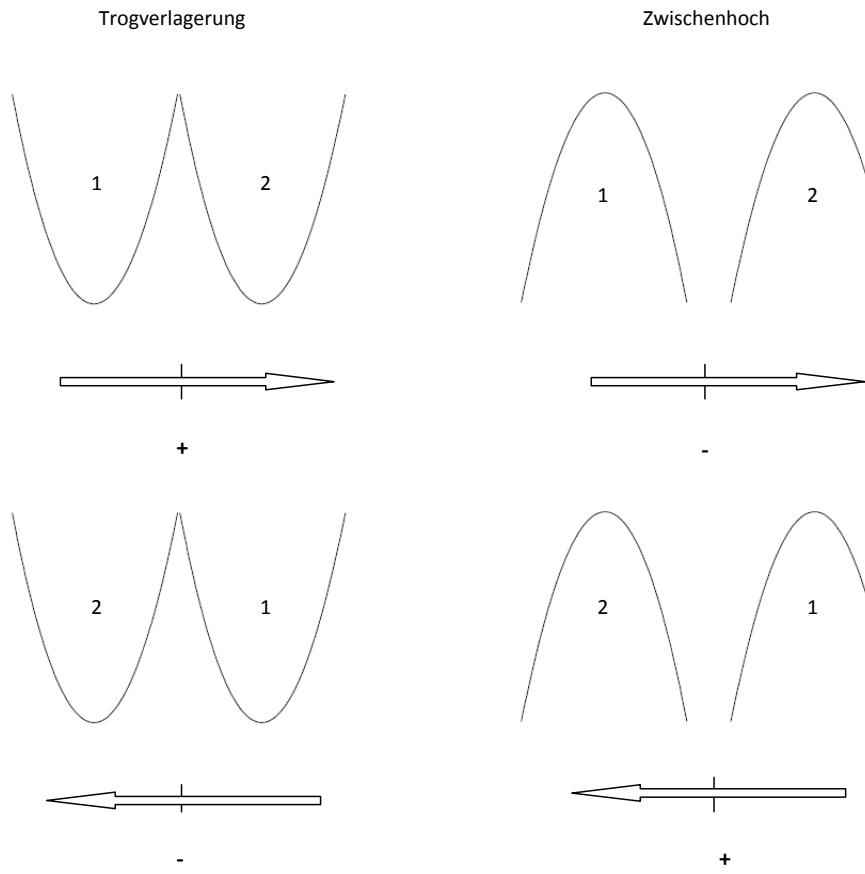


Abb. 6.1: Vorzeichen von xt_p bzw. yt_p ; die Pfeile stellen die Strömungsrichtung dar; + und - sind die Vorzeichen, die die gemischte räumlich-zeitliche Ableitung annimmt; die Zahlen 1 und 2 sind die Reihenfolge, in der die Keile bzw. Tröge von der Strömung passiert werden

Auch Chang (1998) findet, dass einige Modellparameter, die räumlich-zeitlich mit dem beobachteten Niederschlag gut korreliert sind, als Einflusswert in der Vorhersage dienen können. Gezeigt haben das ja vor allem die gemischten räumlich-zeitlichen Ableitungen xt_p und yt_p , deren Signale gut mit Niederschlagsereignissen korrelieren.

Mladek et al. (2000) hat bei der Betrachtung von Niederschlägen als mögliche Trennung in verschiedene Gebiete die statische Stabilität als Kriterium verwendet. Nach der Berechnung mit dem Vergleich der 2 m Mitteltemperatur ist keine eindeutige Trennung in einen stabilen und einen instabilen Teil erfolgt. Das Trennungskriterium zwischen stabil und labil war eine Temperaturdifferenz $\geq 12,5 K$ beziehungsweise $\leq 12,5 K$ zwischen den Domänenmittelwerten.

Will man überhaupt mehr Information über den Niederschlagszyklus eines Systems erhalten, sollte man auf jeden Fall radar- und satellitengestützte Daten verwenden.

Einige Arbeiten (Buzzi und Foschini, 2000) beschreiben, dass der latente Wärmeaustausch einen großen Einfluss auf die dynamische Charakteristik der orografischen Strömung haben kann, was wiederum eine Auswirkung auf die Verteilung und Menge des Niederschlags hat.

6.2.1 Projekt (KLI.EN)

Eine Möglichkeit, diesem Phänomen zu entkommen und der stochastisch anmutenden Niederschlagsverteilung zu entgehen, wird in einem Projekt am Institut für Meteorologie der Universität Wien gerade getestet. Dabei wird eine repräsentative mittlere Niederschlagssumme für eine Region gebildet und diese dann mit den Drucksignalen und den Signalen der Druckleitungen verglichen, die diese Unterschiedlichkeit in weit geringerem Maß aufweisen.

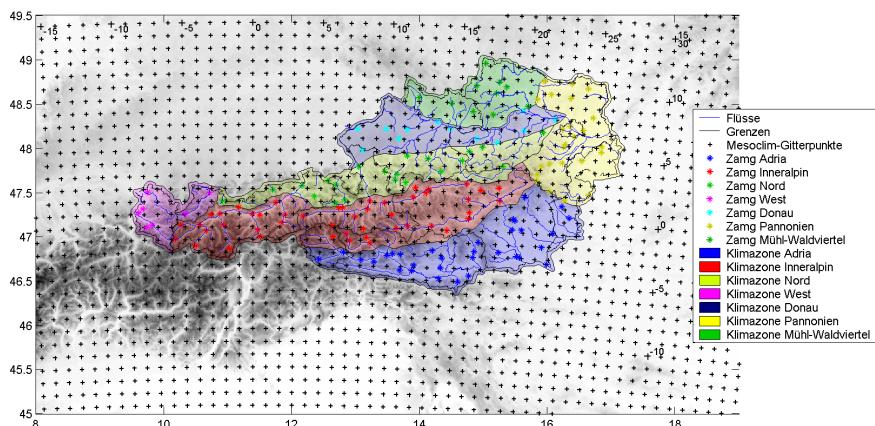


Abb. 6.2: Klimazonen, die für die Berechnung von Flächenmittel des Niederschlags festgelegt sind
Quelle: Universität Wien, Dr. Dieter Mayer

Die Abb.(6.2) zeigen die im Projekt KLI.EN verwendeten Klimazonen, für die mittlere Flächenniederschläge berechnet wurden. In diese Mitteilung fallen die Aufzeichnungen aller Ombrographen, die sich innerhalb der einzelnen Klimazonen befinden. Die zeitliche Entwicklung verschiedener Druckgradienten (Nord-Süd und einen Ost-West nördlich der Alpen) wurde berechnet. In einem Feld, das einen Gitterpunktsabstand von 16 km hat, und dessen Datengrundlage aus dem Projekt MESOCLIM der Universität Wien stammt, ist Innsbruck als Ursprung mit den Koordinaten (0/0) gewählt worden, wodurch die verwendeten Gitterpunkte folgende Koordinaten (in km) haben: N(0/80), S(0/-176), O(432/112), W(-128/112). Der für das Projekt KLI.EN zur Verfügung stehende Niederschlag von HZB-Stationen liegt in

24-Stunden-Summen vor, die jeweils ab 06:00 UTC gemessen werden. Deshalb werden die gemischten Ableitungen des Druckfeldes von 06:00-06:00 UTC gemittelt, um diese gemeinsam mit dem Niederschlag darstellen zu können. Die für die Häufigkeitsverteilung gewählte Klassenbreite beträgt $\sigma/3$ (σ ist in diesem Fall die Standardabweichung der gesamten MESOCLIM-Zeitreihe der gemischten Ableitung). Wie schon in (Steinacker, 1991) werden 10 Klassen definiert, wobei die erste und letzte stärker besetzt sind, weil sie Minima und Maxima am Rand beinhalten. Um auf die 10 Klassen zu kommen werden die Grenzen bei $-5 * \sigma/3$ und $5 * \sigma/3$ gesetzt. Als Beispiel für die Korrelation zwischen Flächenniederschlag und der zweiten Ableitung, die im Rahmen des Projekt KLI.EN berechnet wird, ist folgende Abbildung (6.3) hier gezeigt. Die gemischten räumlich-zeitlichen Ableitungen werden mit dem „Vorwärtsschema“ berechnet. Diese Methode ist verschieden zu der in dieser Arbeit verwendeten Methode, die im Projekt KLI.EN ebenfalls getestet wurde und vergleichsweise schlechtere bis gar keine Zusammenhänge liefert.

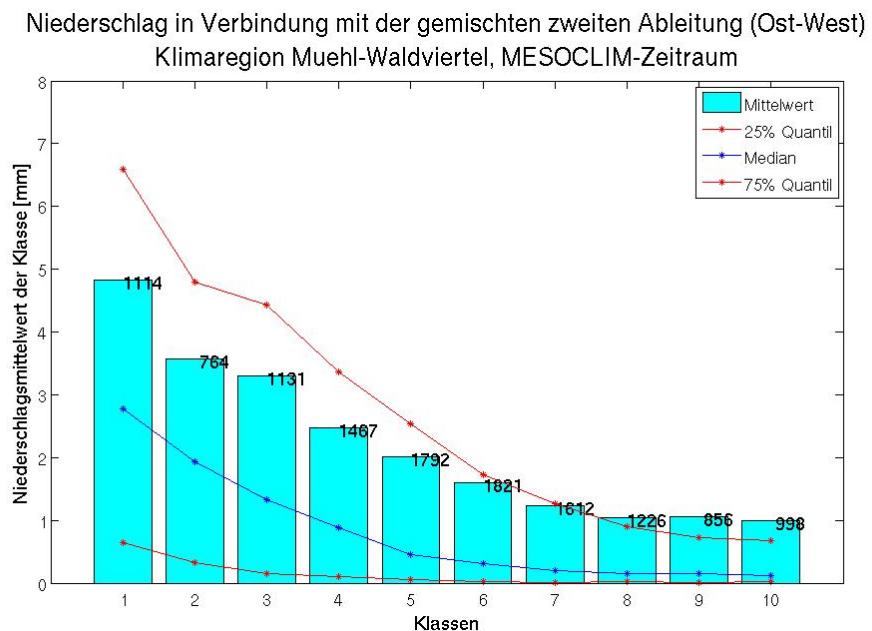


Abb. 6.3: Die türkisen Balken in der Graphik stellen den gemittelten Flächenniederschlag in der Klasse dar, die Zahlen über den Balken die Besetzung der Klasse
Quelle: Universität Wien, Lexer und Aschauer (2009)

Für den Vorhersagebereich und im speziellen den Nowcastingbereich, für den dieses Ergebnis noch nicht zufriedenstellend sein kann, aber doch nicht aussichtslos sein soll, sei noch gesagt, dass für eine zufriedenstellende Vorhersage von Extremniederschlagsereignissen ohnedies eine enge Zusammenarbeit zwischen Hydrologie und Meteorologie gefordert ist.

Kapitel 6. Ergebnisse und Ausblick

Die Zusammenfassung der einzelnen Hydrografischen Messeinrichtungen für eine möglichst genaue Berechnung eines mittleren Niederschlags für ein begrenztes Gebiet ist wie beispielsweise im Projekt KLI.EN momentan geschehen, ein positiver und wichtiger Ansatz.

Tabellenverzeichnis

2.1	Stationsliste für Statistik	19
3.1	Schwellwerte für Stationen lt. Stationsliste	25
3.2	Auswahl der Extremniederschlagsereignisse	28
5.1	gemessener Starkniederschlag FS 19921203	50

Abbildungsverzeichnis

2.1	VERA-Ausschnitt	19
4.1	p -Feld und p -Verteilung	32
4.2	Finite Differenzen	34
4.3	geostrophische Vorticity und Druckfeld	39
4.4	Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion	41
5.1	Berliner Wetterkarte 19921205 12:00 UTC	44
5.2	Druck, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 03.12.1992	45
5.3	$Laplace_{t_p}$, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 03.12.1992	46
5.4	24h Niederschlagssummen FS 03.12.1992	46
5.5	2. zeitliche Ableitung, tt_p , FS 3.12.1992	47
5.6	2. zeitliche Ableitung, tt_p , Gaußfilter ($\sigma = 1$), FS 3.12.1992	47
5.7	2. zeitliche Ableitung, tt_p , Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.12.1992	48
5.8	yt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.12.1992	48
5.9	xt_p Ableitung, Gaußfilter $\sigma = 2$, FS 3.12.1992	49
5.10	Berliner Wetterkarte 19931021 00:00 UTC	51
5.11	Berliner Wetterkarte 19931021 00:00 UTC	52
5.12	Druck, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993	53
5.13	$Laplace_p$, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993	53
5.14	xt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993	54
5.15	yt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 21.10.1993	55
5.16	24h Niederschlagssummen FS 21.10.1993	55
5.17	Berliner Wetterkarte 19940409 00:00 UTC	56
5.18	Druck, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.04.1994	57
5.19	yt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 9.4.1994	58
5.20	xt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 9.4.1994	58
5.21	Berliner Wetterkarte 19940604 00:00 UTC	59
5.22	$Laplace_p$, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 03.06.1994	60

5.23	yy_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.6.1994	61
5.24	xt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.6.1994	62
5.25	yt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 3.6.1994	62
5.26	24h Niederschlagssummen FS 03.06.1994	63
5.27	Berliner Wetterkarte 16.3.1997 12:00 UTC	64
5.28	Berliner Wetterkarte 16.3.1997 12:00 UTC	65
5.29	Druck, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997	66
5.30	$Laplace_p$ des Drucks, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997	67
5.31	yy_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997	67
5.32	xt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 16.3.1997	68
5.33	24h Niederschlagssummen FS 16.03.1997	68
5.34	Berliner Wetterkarte 10.02.1998 00:00 UTC	69
5.35	Druck, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998	71
5.36	$Laplace_p$ des Drucks, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998	72
5.37	$Laplace_{-t_p}$ des Drucks, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998	72
5.38	xt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998	73
5.39	yt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998	74
5.40	tt_p Ableitung, Gaußfilter ($\sigma = 2$), FS 09.02.1998	74
6.1	xt_p, yt_p	79
6.2	Klimazonen Projekt KLI.EN	80
6.3	Häufigkeitsverteilung Projekt KLI.EN	81

Literaturverzeichnis

- Auer, I. und Böhm, R., 1996, Ein Beitrag zur Frage über die Zunahme extremer Niederschlagsereignisse und Ausweitung von Trockenperioden in einer wärmeren Atmosphäre anhand der Wiener Messreihe. *Wetter und Leben*, 48, 13–24.
- Barry, R., Mountain Weather and Climate. Oxford Press, 1989, 2. Aufl.
- Bica, B., Knabl, T., Steinacker, R., Ratheiser, M., Dorninger, M., Lotteraner, C., Schneider, S., Chimani, B., Gepp, W. und Tschanneit, S., 2007, Thermally and Dynamically Induced Pressure Features over Complex Terrain from High-Resolution Analyses. *J. Appl. Met. Climatol.*, 46, 50–65.
- Bica, B., Steinacker, R., Lotteraner, C. und Suklitsch, M., 2008, A new concept for high resolution temperature analysis over complex terrain. *Theoret. Appl. Climatol.*, 90, 173–183.
- Biermair, N., Objektive Strömungslagenklassifikation mit VERA. Diplomarbeit, Universität Wien, 2007.
- Bolliger, M., Binder, P., Roesli, H.P. und Wanner, H., 2004, Satellite- and radar-based investigations of heavy precipitation systems on the southern side of the European Alps. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 87, 219–234.
- Buzzi, A. und Foschini, L., 2000, Mesoscale Meteorological Features Associated with Heavy Precipitation in the Southern Alpine Region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 72, 131–146.
- Buzzi, A., Speranzza, A., Tibaldi, S. und Tosi, E., 1987, A unified theory of orographic influences upon cyclogenesis. *Met. Atmos. Phys.*, 36, 91–107.
- Buzzi, A. und Tibaldi, S., 1978, Cyclogenesis in the Lee of the Alps: A case study. *Q.J.R. Met. Soc.*, 104, 271–287.

- Chang, C.B., 1998, A Case Study of Excessive Rainfall Forecasting. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 66, 215–227.
- Corazza, M., Buzzi, A., Sacchetti, D., Trovatore, E. und Ratto, C.F., 2003, Simulating extreme precipitation with a mesoscale forecast model. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 83, 131–143.
- DWD, Allgemeine Meteorologie. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1987, 3. Aufl.
- Egger, J., 1989, Föhn and quasi-stationary fronts. *Beitr. Phys. Atmos.*, 62, 20–29.
- Etling, D., Theoretische Meteorologie. Springer Verlag, 2002, 2. Aufl.
- Fliri, F., 1986, Synoptisch-klimatologische Niederschlagsanalyse zwischen Genfersee und Hohen Tauern. *Wetter und Leben*, 38, 140–149.
- Frei, C. und Schär, C., 1997, A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, 18, 873–900.
- Frei, C. und Schär, C., 1998, Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophys. Research Letter*, 25, 1431–1434.
- Frei, C. und Schär, C., 2001, Detection probability of Trends in Rare Events: Theory and Application to Heavy Precipitation in the Alpine Region. *Journal of Climate*, 14, 1568–1584.
- Häckel, H., Meteorologie. Verlag Eugen Ulmer, 1999, 4. Aufl.
- Hobbs, P., Jr., R.H. und Matjeka, T., 1975, The Dynamical and Microphysical Structure of an Occluded Frontal System and its Modification by Orography. *J. Atmos. Scienc.*, 32, 1542–1562.
- Hoinka, K.P., 1987, Über den Impuls austausch zwischen Atmosphäre und Orografie. *Wetter und Leben*, 39, 71–85.
- Kunz, M. und Kottmeier, C., 2003, Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen. Techn. Ber., Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe.
- Kurz, M., Synoptische Meteorologie. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1990, 2. Aufl.
- Lexer, A. und Aschauer, I., 2009, Projekt KLI.EN - noch nicht publiziert.

- Maddox, R., Hoxit, L. und Chappell, C., 1979, Synoptic and meso-alpha scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 115–123.
- Mattocks, C. und Bleck, R., 1986, Jet streak dynamics and geostrophic adjustment processes during the initial stages of lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 91–107.
- McGinley, J., 1982, A diagnosis of Alpine lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.* 110, 187-200, 110, 187–200.
- Mladek, R., Barckicke, J., Binder, P., Bougeault, P., Brzovic, N., Frei, C., Geleyn, J.F., Hoffman, J., Ott, W., Paccagnella, T., Patruno, P., Pottier, P. und Rossa, A., 2000, Intercomparison and Evaluation of Precipitation Forecasts for MAP Seasons 1995 and 1996. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 72, 111–129.
- Pedgley, D., 1970, Heavy rainfalls over Snowdonia. *Weather*, 25, 340–349.
- Pichler, H. und Steinacker, R., 1987, On the synoptics and dynamics of orographically induced cyclones in the Mediterranean. *Met. Atmos. Phys.*, 36, 108–117.
- Pradier, S., Chong, M. und Roux, F., 2004, Characteristics of some frontal stratiform precipitation events south of the alpine chain during MAP. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 87, 197–218.
- Rotunno, R. und Ferretti, R., 2001, Mechanisms of Intense Alpine Rainfall. *J. Atmos. Scien.*, 58, 1732–1749.
- Saucier, W.J., Principles of Meteorological Analysis. Dover Publications Inc., New York, 1989.
- Schönwiese, C.D., Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 2000, 3. Aufl.
- Schönwiese, C.D., Grieser, J. und Trömel, S., 2003, Secular change of extreme monthly precipitation in Europe. *Theor. Appl. Climatol.*, 75, 245–250.
- Smith, R., 1979, The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, 39, 87–230.
- Smith, R., 1982, Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 60–70.
- Steinacker, R., 1991, Ein ostalpine Strömungslagenklassifikation. Techn. Ber., Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien.

- Steinacker, R., Häberli, C. und Pötschacher, W., 2000, A transparent method for the analysis and quality evaluation of irregularly distributed and noisy observational data. *Mon. Weather Rev.*, 128, 2303–2316.
- Steinacker, R., Ratheiser, M., Bica, B., Chimani, B., Dorninger, M., Gepp, W., Lotteraner, C., Schneider, S. und Tschannett, S., 2006, A Mesoscale Data Analysis and Downscaling Method over Complex Terrain. *Mon. Weather Rev.*, 134, 2758–2771.
- Tschannett, S., Chimani, B. und Steinacker, R., 2003, Innovativer Zugang zur Analyse des Hochwasserereignisses August 2002 im Vergleich zu ähnlichen Extremereignissen der jüngeren Vergangenheit. Techn. Ber., Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien.
- Volkert, H., 2000, Heavy Precipitation in the Alpine Region (HERA): Areal Rainfall Determination for Flood Warning Through in-situ Measurements, Remote Sensing and Atmospheric Modelling. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 72, 73–85.
- Wakonigg, H., 1991, Typen der Niederschlagsverteilung im österreichischen Alpenraum. *Wetter und Leben*, 43, 41–57.
- Wiin-Nielsen, A., 1994, On equilibrium between orography and atmosphere. *Atmosfera*, 7, 329ff.
- Wulfmeyer, V., Behrendt, A., Bauer, H.S., Kottmeier, C., Corsmeier, U., Blyth, A., Craig, G., Schumann, U., Hagen, M., Crewell, S., DiGirolamo, P., Flamant, C., Miller, M., Montani, A., Mobbs, S., Richard, E., Rotach, M., Arpagaus, M., Russchenberg, H., Schlüssel, P., König, M., Gärtner, V., Steinacker, R., Dorninger, M., Turner, D., Weckwerth, T., Hense, A. und Simmer, C., 2008, The Convective and Orographically Induced Precipitation Study. *Bull.Amer.Meteor.Soc.*, 1477–1486.

DANK

An dieser Stelle richte ich meinen Dank an alle Menschen, die diese Arbeit möglich gemacht haben.

Ich danke meinem Professor Dr. Reinhold Steinacker für seinen wissenschaftlichen Beitrag und die geduldige Betreuung. Bedanken möchte ich mich auch bei Markus Ristic für die EDV-Betreuung.

Großer Dank gebührt auch meinen Eltern Paul und Sonja Lürzer, meinen Schwiegereltern Gerald und Renate Eibl, meinen Großeltern Paul und Hildegard Lürzer sowie Johann und Hildegard Schett und Onkel Walter, die dieses Studium durch ihre finanzielle und mentale Unterstützung erst möglich gemacht haben.

Ein ganz besonders großer Dank gilt meinem geliebten Ehemann Mario, der nicht müde wurde mich immer wieder zu motivieren, diese Arbeit fertig zu stellen. Liebster Mario, ohne Dich wäre diese Arbeit nie zu einem Abschluss gekommen. Für deine Geduld und deinen tiefen Glauben bin ich dir unendlich dankbar.

Schließlich danke ich noch meinen Mädels, die mir eine unvergessliche Studienzeit beschert haben und deren Freundschaft hoffentlich noch lange über dieses Studium hinaus andauern wird.

LEBENSLAUF

PERSÖNLICHE DATEN

Name Birgit EIBL, geb. LÜRZER
Staatsbürgerschaft Österreich
Geburtsdatum 20. 02. 1982
Geburtsort Salzburg
Eltern Paul und Sonja LÜRZER
Familienstand verheiratet seit 30. 04. 2004
Kinder Amelie (* 09. 01. 2008)

SCHULBILDUNG

seit 2004 2. Studienabschnitt Meteorologie, Universität Wien
2001-2004 1. Studienabschnitt Meteorologie und Geophysik,
Leopold-Franzenz Universität Innsbruck
1996-2001 Bundeshandelsakademie 1 Salzburg
1992-1996 Wirtschaftskundliches Bundesrealgymnasium Salzburg
1988-1992 Volksschule, Gnigl