



Schweizerische Meteorologische Anstalt
Institut suisse de météorologie
Istituto svizzero di meteorologia
Swiss Meteorological Institute

No. 185

Radarmessung im Niederschlag und der Einfluss der Orographie

von

Edi Held

Osservatorio ticinese, Locarno Monti

Ottobre 1995

Arbeitsberichte der SMA
Rapports de travail de l'ISM
Rapporti di lavoro dell'ISM
Working Reports of the SMI

© SMA, Publikationen, CH-8044 Zürich

Schweizerische Meteorologische Anstalt
Krähbühstrasse 58, Postfach
CH-8044 Zürich

Tel. (01) 256 91 11, Fax (01) 256 92 78, Telex 81 73 73 met ch

Nichts ist für mich bewegender als die Fahrt vom Maloja jäh hinunter, über Casaccia, Vicosoprano, Promontogno, durch das Tal der Mera, die sich weit unten mit der Adda vereinigt; auf kurzer Strecke führt die Talstrasse durch das Bergell aus der hochalpinen in eine südliche Vegetation. Nirgends ist das Harte und das Weiche, Hochgebirge und ein venezianischer Himmel, eine so zauberhafte Symbiose eingegangen."

(J. R. von Salis: "Notizen eines Müssiggängers", 1984)

Erschienen als Dissertation an der ETH Zürich
Diss ETH Nr. 11191
Angenommen auf Antrag von:
Prof. Dr. Albert Waldvogel, Referent
Dr. Jürg Joss, Korreferent

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	3
Riassunto	4
Abstract	5
1. Einleitung	7
1. 1. Übersicht	7
1. 2. Ziele und Methoden	9
1. 3. Literatur	13
2. Theorie	22
2. 1. Übersicht	22
2. 2. Das Radargerät	22
2. 3. Anomale Wellenausbreitung	25
2. 4. Orographie, Wind und Regenmesser	29
2. 5. Statistische Hilfsmittel	31
2. 6. Korrelation und Kausalität	37
3. Korrekturen der Radardaten	38
3. 1. Übersicht	38
3. 2. Sichtbarkeitskorrektur	39
3. 3. Interpolation	46
3. 4. Schmelzzonenkorrektur	48
3. 5. Glätten	52
3. 6. Illustration aller vier Korrekturen	53
4. Fallstudien	55
4. 1. Übersicht	55
4. 2. Februar 16, 1990 (NW)	56
4. 3. Juli 7-8, 1990 (NW)	61
4. 4. Juni 28-29, 1991 (WNW)	63
4. 5. September 22, 1993 (SE)	67
4. 6. Januar 24-25, 1994 (WNW)	77
4. 7. Weitere Fallstudien	80
4. 8. Zusammenfassung aller Fallstudien	82
5. Schluß	86
5. 1. Übersicht	86
5. 2. Schlussfolgerungen	86
5. 3. Anwendungen	90
5. 4. Ausblick und Anregungen für weitere Arbeiten	91
Referenzen	93
Verzeichnis der Symbole	96
Dank	98

Zusammenfassung

Beim Studium des Einflusses der Orographie auf den Niederschlag mit Hilfe von Radardaten ist man mit zwei Phänomenen konfrontiert: Einerseits übt das Gelände einen direkten Einfluß auf den Niederschlag aus, andererseits hat es einen Einfluß auf die Radarmessung, d.h. auf das Abschätzen der Niederschlagsintensität. Daraus ergeben sich zwei Fragen: Wie sehen die optimalen Korrekturen der Radardaten aus? Wie groß ist der durch die Orographie verursachte Anteil in der Niederschlagsverteilung der korrigierten Radardaten?

Nachdem die Bilder der Schweizerischen Radargeräte über 24 oder 48 Stunden aufsummiert worden sind, werden sie in vier Schritten korrigiert: Die *Sichtbarkeitskorrektur* ist eine Multiplikation der Radarwerte r mit einem Faktor, welcher von der Höhe des untersten, sichtbaren Radarpixels abhängt. Anschließend werden die Daten in den schlecht sichtbaren Pixel von West nach Ost *interpoliert*. Eine *Schmelzzonenkorrektur* schwächt konzentrische Strukturen um die Radarstationen ab. Als letzter Korrekturschritt reduziert ein *Glätten* einen Teil der Feinstruktur des Niederschlages. Die Korrekturparameter werden aufgrund eines Vergleichs mit einer unabhängigen Datenquelle festgelegt: Man geht davon aus, dass eine Erhöhung der Übereinstimmung zwischen korrigierten Radardaten rc und Regenmesserdaten g eine Verbesserung der Qualität der Radardaten bedeutet. In den betrachteten zehn Fallstudien erhöhen die Korrekturen im Mittel das Quadrat des Korrelationskoeffizienten von $c_{r,g}^2 = 0.12$ auf $c_{rc,g}^2 = 0.32$.

Zur Untersuchung des Einflusses der Orographie dient eine multiple Regression mit den korrigierten Radardaten rc als abhängige Variable: $rc = k_1 \cdot h + k_2 \cdot vv + k_3 \cdot vvl$. h ist die Geländehöhe, vv die kleinräumige und vvl die grossräumige vertikale Windgeschwindigkeit. Die Regression erlaubt die Quantifizierung des Einflusses der Orographie in den Radarbildern: In den betrachteten Fallstudien kann die Varianz der Geländehöhe im Mittel 10%, die Varianz der kleinräumigen 14%, die Varianz der grossräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit 31% und die Varianz einer Kombination aller drei Variablen 44% der Varianz des kumulierten Niederschlagfeldes erklären. Man beachte, dass die Summe der ersten drei Größen größer als 44% ist, was durch die gegenseitige Abhängigkeit der die Orographie beschreibenden Variablen verursacht wird.

Die Sichtbarkeitskorrektur und ein gemässigt Glätten erweisen sich als wichtige Schritte der Vorverarbeitung der Radardaten. Es ist bemerkenswert, wie deutlich der Einfluß der Orographie in den korrigierten Radarbildern zum Vorschein kommt, denn örtliche und zeitliche Variationen des Windfeldes, der Temperatur und der Feuchte (Position der Drucksysteme) wurden nicht beachtet.

Riassunto

Studiando l'influsso dell'orografia sulle precipitazioni con l'aiuto dei dati radar, si è confrontati con due fenomeni: da una parte il terreno ha un impatto diretto sulle precipitazioni e d'altra parte il terreno ha un influsso di occultazione sulla misura delle precipitazioni col radar. Da ciò risultano due domande. Come bisogna correggere i dati radar onde avere la miglior stima di precipitazione al suolo? Quanto è grande l'influsso dell'orografia nei dati corretti?

Dopo aver accumulato le immagini dei radar svizzeri durante 24 o 48 ore, quattro correzioni vengono applicate. Una correzione per la *visibilità* moltiplica i valori radar r con un fattore che dipende dall'altezza sopra il suolo del pixel più basso visibile. In seguito, i dati dei pixel poco visibili vengono *interpolati* da ovest ad est. Una correzione per il *Bright Band* riduce le strutture concentriche attorno alle stazioni radar. Come ultima correzione uno smussamento dei dati dovrebbe ridurre le variazioni indesiderate. I parametri delle correzioni sono scelti con l'aiuto d'un confronto con i dati indipendenti di più di 400 pluviometri al suolo. Si suppone che un aumento della correlazione tra i dati radar corretti rc e i dati dei pluviometri g significhi un aumento della qualità dei dati radar. Nei dieci casi studiati le correzioni aumentano in media il quadrato del coefficiente di correlazione da $c_{r,g}^2 = 0.12$ a $c_{rc,g}^2 = 0.32$.

Per investigare l'influsso dell'orografia viene usata la regressione multipla con i dati radar corretti come variabile dipendente: $rc = k_1 \cdot h + k_2 \cdot vv + k_3 \cdot vvl$, dove h è l'altezza sopra il livello del mare, vv la velocità verticale su piccola scala e vvl la velocità verticale su grande scala. La regressione multipla permette di quantificare l'impatto dell'orografia nelle immagini radar. Nei casi studiati la varianza dell'altezza può spiegare in media 10%, quella della velocità verticale su piccola scala 14%, quella della velocità verticale su grande scala 31% e la varianza di tutte tre variabili insieme possono spiegare 44% della varianza nel campo delle precipitazioni accumulate.

La correzione di visibilità e uno smussamento moderato sono indispensabili prima di usare i dati radar per delle analisi meteorologiche. È notevole come l'influsso dell'orografia sulle precipitazioni nelle immagini radar sia così evidente, considerando il fatto che le variazioni nello spazio e nel tempo del campo del vento, della temperatura e dell'umidità (campo di pressione) non siano stati tenuti conto.

Abstract

The investigation of the influence of the orography on precipitation with radar data includes two phenomena: On the one hand the terrain has a direct influence on precipitation and on the other hand it has an influence on the measurement of precipitation with radar. This results in two questions: What corrections should be applied to the radar data? How important is the influence of the orography in the corrected radar data?

After having accumulated pictures of the Swiss radars over 24 or 48 hours, 4 corrections are applied: A *visibility correction* multiplies the radar data r with a factor depending on the height above ground of the lowest visible radar pixel. Then the data are *interpolated* in badly visible pixels from West to East. A *correction for the Bright Band* lessens concentric structures around the radar stations. A *smoothing* of the data should reduce as last correction undesired variations in the data. The parameters of the corrections are determined by a comparison with the independent data of more than 400 rain gauges on ground: One assumes that an increase of the correlation between corrected data rc and gauge data g stands for a quality improvement of the radar data. In ten case studies the mean of the square of the correlation coefficient raises with the corrections from $c_{r,g}^2 = 0.12$ to $c_{rc,g}^2 = 0.32$.

For studying the influence of the orography a multiple regression is used with the corrected radar data as dependent variable: $rc = k_1 \cdot h + k_2 \cdot vv + k_3 \cdot vvl$, where h is the elevation above sea level, vv the small scale vertical velocity, vvl the large scale vertical velocity. The regression allows to quantify the influence of the terrain in radar pictures: The variance of the elevation can explain on an average 10%, the one of the small scale vertical velocity 14%, the one of the large scale vertical velocity 31% and the variance of a combination of all three variables together can explain on an average 44% of the variance of the accumulated precipitation field.

Visibility correction and a moderate smoothing are indispensable before using the radar data for meteorological analyses. It is remarkable that the influence of the orography on precipitation is so evident in radar pictures, considering the fact that spatial and temporal variations of the wind field, temperature and humidity (pressure field) have not been taken into account.

1. Einleitung

1.1. Übersicht

Hat die Geländebeschaffenheit oder Orographie einen Einfluß auf den Niederschlag? Denkt man an die Jahresniederschlagsverteilung in Europa oder an diejenige auf den Hawaii Inseln (Abbildung 1-1), möchte man mit einem überzeugten *ja* antworten - zu offensichtlich scheint das Zusammenfallen von Gebirgsgebenden mit Gebieten hoher Niederschlagsmengen. Die vorliegenden Untersuchungen beleuchten gewisse Aspekte und geben folgende Antwort: Knapp die Hälfte der Varianz des Niederschlagfeldes in korrigierten Radardaten ist mit der Varianz der Orographie korreliert (Abbildung 5-1).

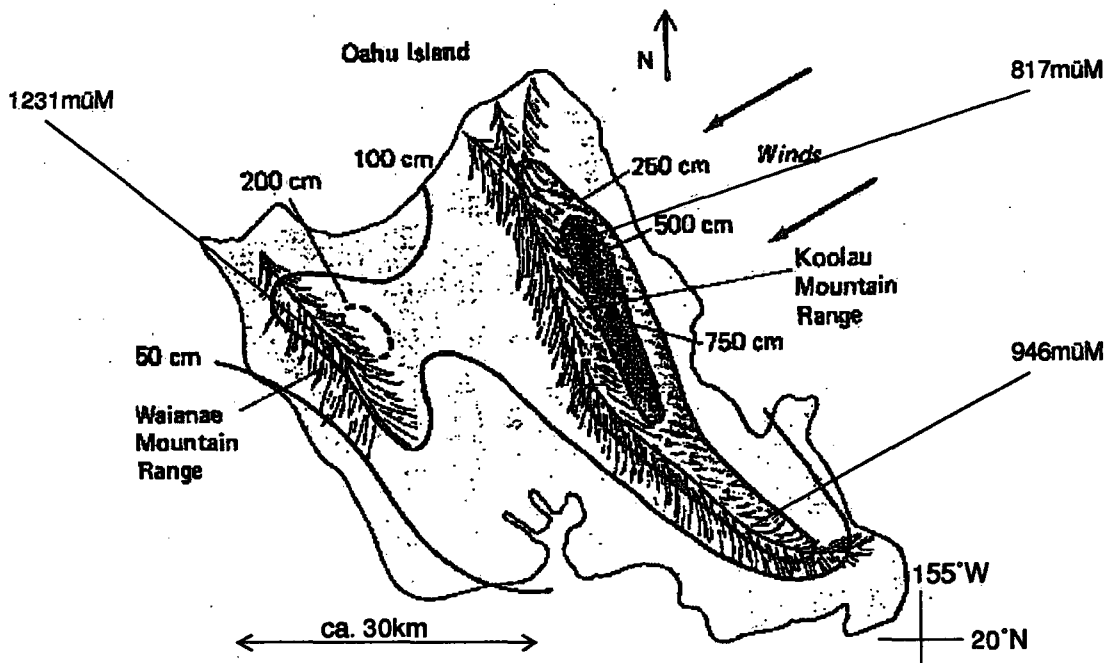


Abbildung 1-1: Einfluß der Orographie auf Oahu

Nord-Ost Passate bestimmen die Niederschlagsverteilung auf dem Hawaii Archipel: Die nord-östlichen Teile der Inseln erhalten dabei bis zum 10-fachen der Jahresniederschlagsmengen der westlichen Teile (Stidd, 1959).

Auf der Abbildung sind die Jahresniederschlagsmengen der Insel Oahu abgebildet. Auf einer Distanz von weniger als 50km variieren die Jahresmengen von unter 50cm bis zu über 750cm. Es ist zu beachten, wie der im Windschatten des Koolau Mountain Range liegende Waianae Mountain Range im Vergleich die kleineren Jahresniederschläge aufweist (aus Gedzelman, 1980).

Die Beziehungen zwischen Gelände und Orographie sind vom makroskaligen Bereich über 2000km bis in den mikroskaligen unter 2km zu beobachten (Orlanski, 1975). Die vorliegenden Untersuchungen befassen sich mit Phänomenen im mesoskaligen Bereich von 2km bis über 200km. Verwendet man zur Untersuchung *Regenmesserdaten*, so ist man mit der Schwierigkeit der groben Auflösung des Regenmessernetzes konfrontiert:

Die Niederschlagsverteilung mit seinen Feinstrukturen kann nicht erfaßt werden. Beim Starkniederschlag vom 22.9.1993 in Brig besteht das Problem, dass im ganzen Einzugsgebiet der die Zerstörungen verursachenden *Saltina* keine Regenmessstation liegt. Das Radar mit einer Auflösung von 2km (neu 1km) bietet hierzu neue Möglichkeiten.

Die Orographie kann einerseits einen *direkten* Einfluß auf den Niederschlag haben, indem sie feuchte Luftmassen zum Aufsteigen zwingt, Niederschlag auslöst oder schon vorhandenen verstärkt oder abschwächt (Luv, Lee). Andererseits kann die Orographie das Aufsteigen *indirekt* verursachen: Ein Südhang kann Konvektion auslösen oder ein Gebirge erzeugt in seinem Lee ein Tiefdrucksystem, welches ein grossräumiges Anheben der Luftmassen zur Folge hat (Leezyklogenese).

Das Gelände hat aber auch einen Einfluß *auf die Niederschlagsschätzung* mit dem Radargerät wie auch auf die Niederschlagsschätzung mit Regenmesser (Müller-Lemans et al, 1993). Hinter Gebirgszügen liegende Gebiete können nicht ausgeleuchtet werden. Die so entstehende *reduzierte Sichtbarkeit* ermöglicht beispielsweise für das Radar Albis eine Niederschlagsschätzung in den Alpen oft erst über 3kmüM, was meistens eine *Unterschätzung* der Niederschlagsmenge zur Folge hat. Das Radar kann den Niederschlag aber auch *überschätzen*. So muß man sich manchmal die Frage stellen, ob ein aus Radardaten geschätztes Niederschlagsgebiet durch wirklichen Niederschlag oder durch künstliche Bodenechos verursacht wurde. Bodenechos sind durch Reflexionen an orographischen Hindernissen entstandene Echointensitäten (beispielsweise am Jurasüdfuss oder über dem Säntis, Abbildung 3-3). Man ist mit dem Problem konfrontiert, dass sich zwei Phänomene konkurrieren (Abbildung 1-2):

- 1) Ein Gebirge besitzt eine orographische Niederschlagsbeeinflussung (Luv, Lee).
- 2) Ein Gebirge besitzt eine instrumentelle Niederschlagsbeeinflussung (Sichtbarkeit, Bodenechos).

Der gleichzeitiger Einfluß der Orographie einerseits auf die Niederschlagsverteilung und andererseits auf die Radarmessung, macht die Untersuchungen schwieriger. Sichtbarkeitsprobleme und Falschechos können aber durchaus in einem positiven Licht gesehen werden: "Fälschungen erheitern Unbeteiligte, erzürnen die Opfer - und dienen der Wahrheit ... sie zu enthüllen ist unabdingbare Pflicht des [Wissenschaftlers], der wissen will, wie es wirklich war" (NZZ-FOLIO Oktober 1993, s.5). Damit ist der Aufbau dieser Arbeit angedeutet. Nach einer Zusammenstellung der Ziele und Methoden und einem kurzen Literaturüberblick (Kapitel 1), wird die verwendete Theorie vorgestellt, in erster Linie das Radar und die Korrelationsrechnungen (Kapitel 2). Korrekturen der Radardaten versuchen den Anteil der instrumentellen Fälschungen (reduzierte Sichtbarkeit und Bodenechos) im Radarbild möglichst zu reduzieren, um den natürlichen Einfluß der Orographie auf die Niederschlagsverteilung untersuchen zu können (Kapitel 3). Gelingt einem dies?

Denn man muß sich der Gefahr bewußt sein, dass man mit *orographieabhängigen* Veränderungen der Daten (Sichtbarkeitskorrektur) eine "unnatürliche" Orographieabhängigkeit in die Daten hineinbringt.

Mit den "enthüllten" Daten und mit Hilfe der multiplen Regression, wird in zehn Fallstudien der Einfluß der Orographie auf den Niederschlag quantifiziert (Kapitel 4). In einem ersten *exploratorischen* Teil ist man, neben dem Orographieeinfluß, an den *optimalen* Radardaten-Korrekturen interessiert (Kapitel 4.2. - 4.6.). Anschließend werden die gewonnenen Korrekturen auf fünf weitere Niederschlagsereignisse angewendet. Man kann diesen zweiten Teil den *konfirmativen* Teil nennen (Kapitel 4.7.). Im Kapitel 4.8. sind alle zehn Fallstudien zusammengestellt. Schlussfolgerungen, Anwendungen und mögliche weitergehende Fragen (Ausblick) befinden sich im 5. und letzten Kapitel der Arbeit.

Dem Aufbau der Arbeit liegt also eine Dreiteilung zugrunde: **Theorie** (Kapitel 2 und 3) - **Daten** (Kapitel 4) - **Schlussfolgerungen / Anwendungen** (Kapitel 5).

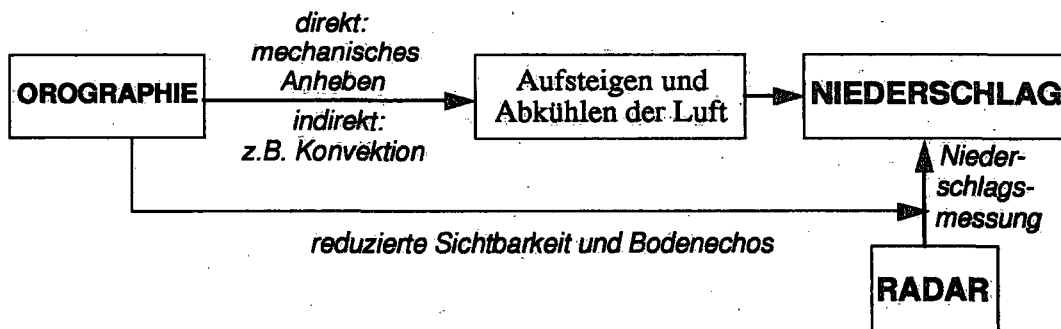


Abbildung 1-2: Beziehungen Orographie - Niederschlag - Radar

Die Orographie beeinflusst nicht nur die Niederschlagsverteilung, sondern auch deren Bestimmung und Messung mit dem Radar. Diese Abhängigkeit der Radarniederschlagsmessung von der Orographie kann stärker sein, als das Phänomen der Abhängigkeit des Niederschlags von der Orographie.

1. 2. Ziele und Methoden

Die vorliegende Arbeit ist Teil des Projektes NOWRAD ("NOWcasting von Niederschlag mit RADar"). Dieses ist Teil des nationalen Forschungsprogramm n° 31 "Klimaänderungen und Naturkatastrophen" (NFP 31). Es wird im folgenden versucht, die drei Ebenen *NFP 31 / NOWRAD / vorliegende Arbeit* und deren Ineinandergreifen zu beschreiben.

1.2.1. NFP 31 und NOWRAD

Das Ziel des NFP 31 ist die Erforschung der Auswirkungen möglicher künftiger Klimaänderungen auf Umwelt und Gesellschaft in der Schweiz. Dem Alpenraum kommt dabei eine besondere Bedeutung zu. Das Programm wird mit den schweizerischen Beiträgen zur UNO Dekade "Verminderung der Schadenswirkung von Naturkatastrophen" (1991-2000)

und anderen internationalen Klimaprogrammen koordiniert. Es besitzt drei Schwerpunkte:

- 1) Grundlagenuntersuchungen: Ursachen und Prozesse
- 2) Auswirkungen von Klimaänderungen in sensiblen Bereichen
- 3) Strategien und Handlungsanweisungen

Neben gesellschaftlichen Auswirkungen einer Klimaänderung, soll das Programm zum Verständnis der wissenschaftlichen Grundlagen beitragen. Letzteres bedeutet nicht nur das Verhalten der Umwelt bei Klimamodifikationen zu verstehen, sondern auch auf, möglicherweise mit Klimaänderungen zusammenhängende, einzelne Wetterereignisse hinzuweisen. Letzteres ist schwierig und man muß sich fragen, wie weit es möglich ist.

NOWRAD gehört innerhalb des NFP 31 zum ersten Forschungsschwerpunkt der *Grundlagenforschung*, deren *Ursachen und Prozesse*. Im Zentrum von NOWRAD steht die Erfassung und Voraussage von Starkniederschlägen mit Radar. Mit dem Projekt hofft man, quantitative Angaben über die dreidimensionale Struktur, Intensitätsverteilungen und über die zeitliche Entwicklung von Starkniederschlägen zu erhalten. Eine quantitative Erfassung von Starkniederschlagsmengen ist für die Kurzfristprognose und deren Anwendungen z.B. in der Hydrologie entscheidend. So sind die Hochwasserwellenabläufe in den schweizerischen Fließgewässern derart rasch, dass eine zeitlich und räumlich hochaufgelöste Niederschlagsschätzung für die Abfluss-Kurzfristprognose einen wichtigen Beitrag liefern kann.

Für das Projekt NOWRAD kann man vier Ziele definieren:

- 1) Die in der Schweiz heute bereits verfügbaren Radardaten sollen für Anwendungen in anderen Projekten bereitgestellt und nach Möglichkeit für die Verwendung in hochaufgelösten numerischen Modellen vorbereitet werden.
- 2) Im Sinne einer Grundlagenforschung sollen die Vorgänge untersucht werden, welche zu Niederschlägen im allgemeinen und zu Starkniederschlägen im speziellen führen.
- 3) Es sollen Hilfsmittel für eine Klimatologie der Starkniederschläge in der Schweiz vorbereitet werden. Damit im Zusammenhang steht die Frage, ob eine Änderung der räumlichen Verteilung und der Häufigkeit der Starkniederschläge festgestellt werden kann. Es ist zu untersuchen, wieweit die Klimatologie als Grundlage für die Erstellung von Risikokarten und einem schweizerischen Gefahrenkataster für Starkniederschläge dient.
- 4) Es soll versucht werden, einige Stunden im voraus mit Radardaten quantitative Niederschlagsprognosen zu erstellen. Diese können für operationelle Abflussprognosen als Grundlage dienen (Warnung und Entwarnung).

Die vorliegenden Untersuchungen zum Einfluß der Orographie auf den Niederschlag mit Hilfe von Radardaten dienen in erster Linie dem zweiten der oben aufgelisteten Ziele. Da die Orographie einen wesentlichen Einfluß auf die Verteilung des Niederschlages haben

kann, ist das Verständnis des Zusammenspiels Gelände - Niederschlag von großer Bedeutung. Während 72 Stunden im September 1993 wurden beispielsweise in Locarno 250mm Niederschlag registriert, während die Regenmesser im weniger als 20km entfernten Centovalli rund das Doppelte gemessen haben (Abbildung 1-3). Ist die Orographie für die grossen Niederschlagsdifferenzen in diesem stark kuperten Gelände mit seinen grossen Geländegradienten mitverantwortlich?

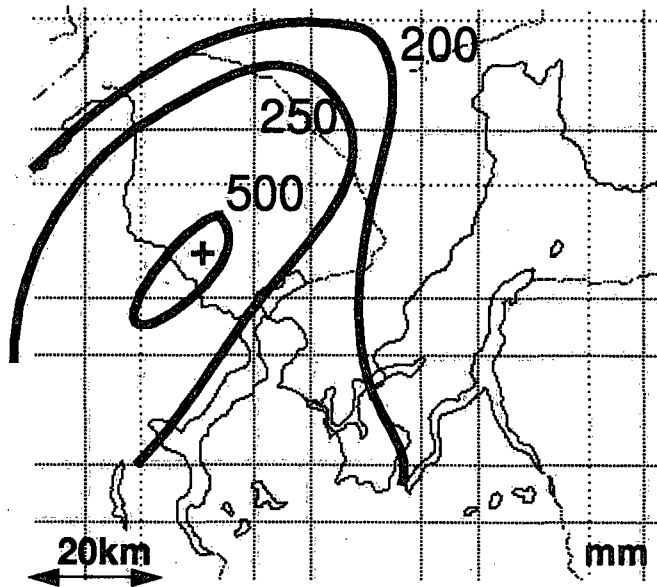


Abbildung 1-3: Niederschlagsmengen im Tessin vom 22.9 bis zum 24.9. 1993.

Die Abbildung zeigt die auf der Alpensüdseite zwischen dem 22.9. und dem 24.9.1993 gefallenen Niederschläge in mm. Sind die grossen Gradienten in den Niederschlagsmengen auf engem Raum durch die Orographie verursacht? (nach Spinedi et al, 1993)

1.2.2. Ziele und Methoden dieser Untersuchungen

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mit Hilfe von 24 oder 48 stündigen Niederschlagsereignissen folgende Fragen zu beantworten (im Kapitel 5.2. sind die Antworten zusammengestellt):

- a) Wie muß man die Radardaten korrigieren, damit ihre Übereinstimmung mit den Regenmessern möglichst groß ist?
- b) Kann man in den Radarbildern einen (qualitativen) Einfluß des Gebirges erkennen? Wie sieht die optimale Gleichung der multiplen Regression aus?
- c) Wo sind die Möglichkeiten und Grenzen des Radars als Instrument für ein Nowcasting in einem orographisch anspruchsvollen Gebiet?

Für die Korrekturen der Radardaten, wird die *lineare Regression* zwischen Radar- und Regenmesserdaten benutzt. Es werden physikalisch begründbare Korrekturen angewendet (Kapitel 3) und so lange angepaßt, bis der Korrelationskoeffizient der Regression einen möglichst grossen Wert erreicht (Kapitel 4.2. - 4.6.). Eine Zusammenstellung der Resultate der Korrekturen der Radardaten findet man in Tabelle 4-13 (Seite 82). Damit kann Frage a) beantwortet werden.

Für die Beantwortung von Frage b) wird die *multiple Regression* benutzt. Sie gibt einem Auskunft, wieviel von der Varianz des korrigierten Radarniederschlags mit den Varian-

zen der die Orographie beschreibenden Variablen Geländegradienten und Geländehöhe korreliert ist. Die multiple Regression liefert für jede Fallstudie Koeffizienten der optimalen Gleichung. Die Variablen sind so gewählt worden, dass sich zwei bekannte Beziehungen quantifizieren lassen: Erstens der *Luv-Lee-Effekt*, welcher auf der den regenbringenden Winden zugewandten Gebirgsseite größere Niederschlagsmengen verursacht, als auf der den Winden abgedrehten. Zweitens eine mögliche *Höhenabhängigkeit* der Niederschlagsmenge (Lang, 1985): Erhalten höher gelegene Gebiete mehr Niederschlag als die tiefer gelegenen oder existiert keine Höhenabhängigkeit (z.B. Blumer, 1993)? Eine Zusammenstellung der Resultate der multiplen Regression findet man in Tabelle 4-14. Man kann dabei nicht erwarten, dass die ganze Variabilität der Topographie mit der Variabilität des Niederschlages der Radardaten korreliert ist. Die Varianz des Niederschlages hat ihre Ursache auch in atmosphärischen Variabilitäten, wie Variationen im Wind - und Feuchtefeld. Eine Aufteilung der die Niederschlagsverteilung bestimmenden Variabilitäten in topographische und atmosphärische Variabilitäten findet man bei Johnson und Hanson (1995).

Die dritte Frage ist für die Anwendung wichtig: Kann man die aus Fallstudien gewonnen Korrekturparameter auf beliebige Niederschlagsereignisse übertragen (Kapitel 4.7.)? Wie lassen sich die gewonnenen Resultate beispielsweise für operationelle Abflussprognosen gebrauchen? In der Abbildung 1-4 sind die drei Ziele und die für deren Erreichung verwendeten Methoden zusammengestellt. Für die Beantwortung von Frage c) lässt sich keine Methode angeben.

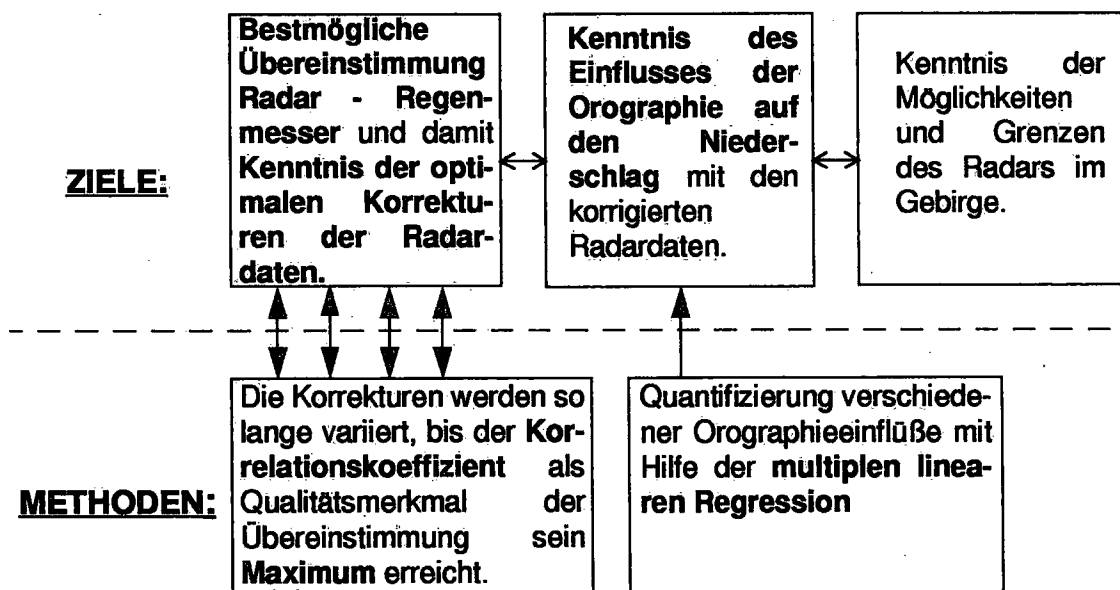


Abbildung 1-4: Ziele und Methoden

Man kann für die vorliegende Arbeit drei Ziele definieren. Erstens will man mit verschiedenen Korrekturen der Radardaten die Übereinstimmung mit den Daten der Regenschauer optimieren. Zweitens interessiert die Bedeutung des Geländes für die Niederschlagsverteilung (z.B. Höhenabhängigkeit). Diese wird mit Hilfsmitteln der multiplen Regression untersucht. Drittens sollen Möglichkeiten und Grenzen des Radars als Niederschlagsmesser im Gebirge abgesteckt werden.

1.3. Literatur

Literaturangaben über *Korrekturen der Radardaten* sind direkt in den die Korrekturen beschreibenden Kapiteln dieser Untersuchungen angegeben (Kapitel 3.2. - 3.5.).

Die Literatur über den *Einfluß der Orographie auf den Niederschlag* beschreibt Phänomene von der mesoskaligen Genese eines Drucksystems durch einen Gebirgszug bis zur Auslösung von konvektivem Niederschlag durch einen Geländehang im km-Bereich. Eine gute Übersicht findet man bei Smith (1986). Eine Einführung in die Fragen des *orographischen Niederschlages* soll im folgenden mit Untersuchungen der Autoren Browning, Hill, Basist u.a. gegeben werden.

Im Zentrum der Untersuchungen von Browning und Hill (z.B. Browning et al, 1974) ist die orographische Verstärkung des Niederschlages bei Frontdurchgängen in den Küstenregionen von Wales und Südengland. Als Voraussetzungen für orographischen Niederschlag nennen sie das von Bergeron beschriebene Zusammenwirken von sogenannten *seeder* und *feeder* Wolken (Bergeron, 1959 und 1965). Die Definitionen sind im folgenden kurz gegeben:

a) *seeder Wolken*: Sie sind die Quelle rasch fallender Niederschlagstropfen, welche ein Ausregnen der in tieferen Schichten vorhandenen feeder Wolke bewirken. Der aus der seeder Wolke fallende Niederschlag P_0 ist regelmäßig und von kleiner Größe und trägt wenig zum am Boden ankommenden Niederschlag P_2 bei. Dieser stammt zum Grossteil aus der feeder Wolke (Abbildung 1-5).

b) *feeder Wolken*: Sie entstehen, nachdem feuchte Luft in tiefen Schichten durch die Orographie zum Aufsteigen gezwungen wird. Dabei ist die Kondensationsrate proportional zur Windkomponente senkrecht zum orographischen Hindernis und steigt mit steigender potentieller Feuchtetemperatur. Die in ihr enthaltenen Wassertropfen sind für die Niederschlagsentstehung aber zu klein. Aus der feeder Wolke wird erst Wasser ausgeschieden, wenn sich über ihr eine seeder Wolke befindet. Um den Niederschlag aus der feeder Wolke während einer längeren Zeitdauer aufrecht zu erhalten, ist eine starke Zufuhr feuchter Warmluft in den unteren Schichten nötig.

Die Voraussetzung des Zuflusses feuchter Luft in tiefen Schichten für die feeder Wolken ist nach Browning und Pardoe (1973) oft im Vorfeld von Kaltfronten gegeben, welche regelmäßig über dem Westen der Britischen Inseln orographischen Niederschlag verursachen. Die Untersuchungen von orographischen Niederschlag während Kaltfrontdurchgängen zeigen, wie orographische Effekte *während* des Frontdurchgangs (präfrontal, beim Frontdurchgang und postfrontal) erheblich variieren können (Browning et al, 1975). Die Autoren können in vier Fallstudien den größten Zusammenhang zwischen Orographie und Niederschlag *vor* der Front erkennen. Beim Frontdurchgang (Dauer: 15'

bis 1h) schien die Niederschlagsmenge unabhängig von der Orographie zu sein und in der postfrontalen Phase war wieder eine leichte Abhängigkeit zu erkennen. Sie erklären sich diesen Umstand mit der vor allem vor der Front vorhandenen Zufuhr feuchter Luft in tiefen Schichten, welche die feeder Wolke mit der notwendigen Feuchte versorgt - eine Voraussetzung, da diese ja fortlaufend von der seeder Wolke "ausgewaschen" wird. Die Abhängigkeit des aus der feeder Wolke fallenden Niederschlags P_2 (bis 4mmh^{-1}) von der Intensität des aus der darüberliegenden seeder Wolke fallenden Niederschlags P_0 bleibt klein, falls $P_0 \leq 0.5\text{mmh}^{-1}$ ist (Hill und Browning, 1981). Die Grössenordnung des Hintergrundregens P_1 westlich der Britischen Inseln beträgt in den Untersuchungen von Browning etwa 8mmh^{-1} .

Browning et al (1975) brauchen in ihren Untersuchungen das Radar für qualitative Aussagen. Sie können mit dem Radar die Position der Kaltfront bestimmen, konvektive Zellen erkennen, Verschiebungsgeschwindigkeit und -größe von Niederschlagsgebieten und die vertikale Ausdehnung der feuchten Luftschicht bestimmen.

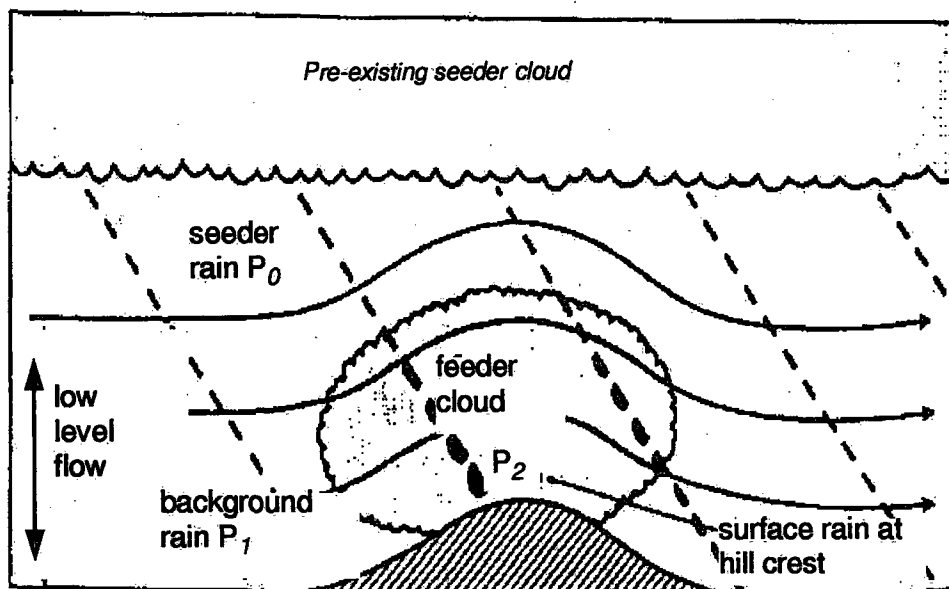


Abbildung 1-5: Bergerons seeder-feeder Mechanismus

Für den seeder-feeder Mechanismus müssen zwei Voraussetzungen erfüllt sein. Durch Zufuhr warmer Feuchtluft in den unteren Schichten entsteht die feeder-Wolke. Die in ihr enthaltenen Wolkentropfen sind für die Niederschlagsentstehung zu klein. Es braucht eine über ihr sich befindende seeder-Wolke, welche auch mit wenigen aber genügend grossen und entsprechend rasch fallenden Tropfen die feeder-Wolke "auswäscht". Der so erzeugte orographische Zusatzniederschlag ist $P_2 - P_1$.

Für die Untersuchungen von orographischem Niederschlag im Süden von Wales werden bei Hill et al (1981) Radardaten in Kombination mit Regenmesser eingesetzt. Dabei beobachtet man eine Änderung der Niederschlagsintensität während des Vorrückens der Niederschlagsysteme vom Meer auf das Land und kann die vertikale Struktur des Niederschlags studieren. Neben einer Bestätigung des seeder/feeder Mechanismus zeigt sich, dass in Wales der orographisch verstärkte Niederschlag ein Phänomen der untersten 1500m ist: Starke Winde begünstigen die Ent- und das Bestehen der feeder Wolke und bei länger anhaltenden Ereignissen (einige Stunden), ist eine Abhängigkeit des orographisch verstärkten Niederschlags von der *Windgeschwindigkeit* dieser Schichten zu beobachten (Abbildung 1-6). Die räumliche Verteilung wird von der *Windrichtung* der untersten 1500m bestimmt (Abbildung 1-7).

Browning et al (1974) können neben einem Zusammenhang von Niederschlagsverteilung mit Windgröße und Windrichtung der untersten Schichten eine Abhängigkeit vom vertikalen Temperaturgradienten beobachten. Eine hohe potentielle Instabilität PI ($|PI| > 1 \text{ GradC}/100\text{m}$) verstärkt den orographischen Zusatzniederschlag. Ursache der hohen PI kann eine Kaltluftadvektion in der Höhe oder eine Erwärmung der bodennahen Schichten aufgrund von wärmerem Meerwassers (Golfstrom) sein. In der gleichen Arbeit beobachten die Autoren 100km westlich der Britischen Inseln starke Radarniederschlags-echos in mittleren Schichten. Dies kann als Hinweis verstanden werden, wie weit im Luv des Gebirges die Luftmassen zum Anheben veranlaßt werden können (grossräumiger Einfluß).

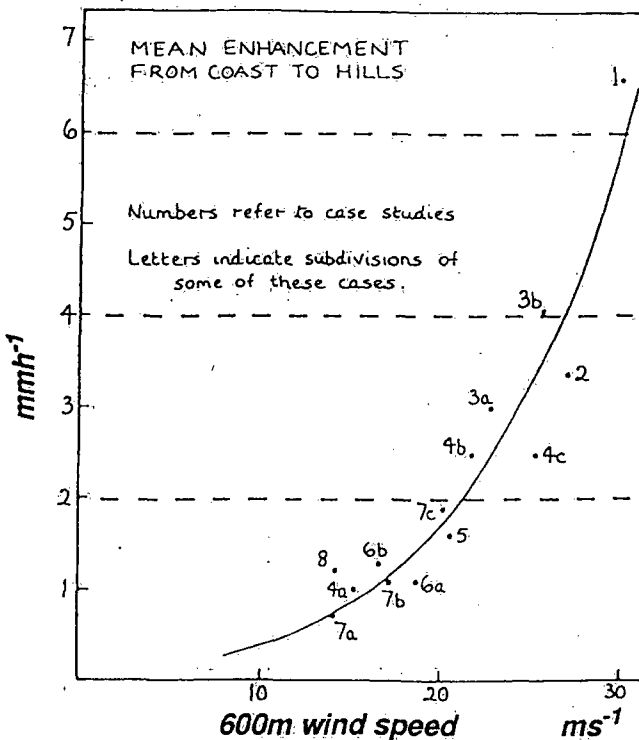
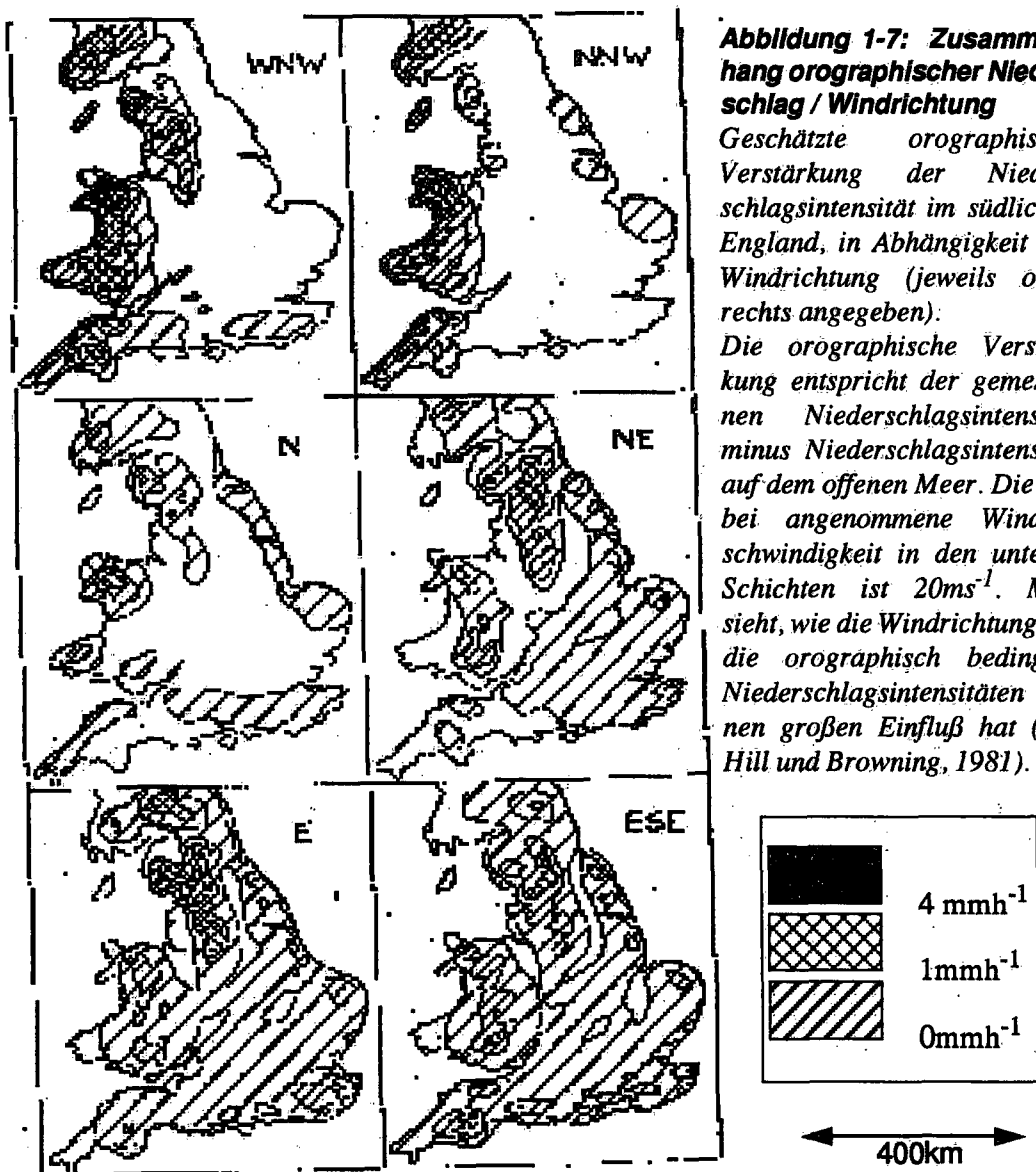


Abbildung 1-6: Zusammenhang orographischer Niederschlag / Windgeschwindigkeit

Mittlere (orographische) Verstärkung der Niederschlagsintensität von den Glamorgan Coast zu den Glamorgan Hills (ca. 60km) in mmh^{-1} in Abhängigkeit der mittleren Windgeschwindigkeit auf 600 müM.

Die mittlere Verstärkung entspricht der gemessenen Niederschlagsintensität minus der "background intensity", der Niederschlagsintensität, welche im Luv des Gebirges auf dem offenen Meer beobachtet werden kann. Die Punkte, an welche die Kurve angepaßt wurde, stammen aus Fallstudien von Frontdurchgängen in den Glamorgan Hills (Wales) (aus Hill et al, 1981, p. 659).

In anderen Untersuchungen wird gezeigt, wie man klimatologisch erstellte Karten von niederschlags erhöhenden Gebieten für die Kurzfristprognose verwenden kann (Hill und Browning, 1981). Mit Hilfe von 50 Regenmessern werden zunächst für jede Windrichtung Niederschlagsdauer-Karten erstellt. Die Niederschlagssummen werden durch ihre Dauer dividiert; daraus resultiert eine mittlere Regenintensitäts-Karte. Die Karte mit den Verstärkungsgebieten wird schließlich nach einer Subtraktion mit der über dem Meer durchschnittlich geschätzten Niederschlagsintensität ("background rain") erhalten. In Abbildung 1-7 sind die so berechneten zu erwartenden orographischen Verstärkungen in Abhängigkeit der Windrichtung und bei fester Windstärke dargestellt. Solche Karten könnten für eine Kurzfristprognose bei einer gegebenen Wettersituation (Windstärke und Windrichtung) zu Hilfe genommen werden.



Zusammenfassung Browning, Hill u.a.:

- Bei Untersuchung des Orographieeinflusses auf den Niederschlag in Südengland und Wales bestätigte sich das Zusammenwirken von seeder und feeder Wolken, wobei die Zufuhr feuchter Luftmassen in tiefen Schichten Voraussetzung ist und im Vorfeld von Kaltfronten gegeben sein kann.
- Orographische Effekte können während eines Frontdurchgangs variieren, größte Effekte beobachten die Autoren vor der Front.
- Orographisch verstärkter Niederschlag ist ein Phänomen der untersten 1500m und kann im Luv bis 100km vor (*upwind*) dem Gebirge vorkommen, wobei die potentielle Instabilität eine Rolle spielen kann.
- Karten mit dem zu erwartenden, orographisch verstärkten Niederschlag können in der operationellen Kurzfristprognose zum Einsatz kommen. Benützt man z. B. Radarbilder für die lineare Extrapolation von Stärke und Position von Niederschlagsfeldern (z.B. Li, 1994), so kann eine Berücksichtigung des orographischen Einflusses zu einer besseren Prognose führen.
- Mit Einschränkungen lassen sich diese Resultate auf den Alpenraum übertragen.

Im letzten Punkt wurde die Frage angedeutet, wie weit sich die in diesem Kapitel präsentierten Resultate der Britischen Inseln auf den Alpenraum übertragen lassen. Das Zusammenwirken von seeder und feeder Wolken ist ein Phänomen, welches sich in jedem Gebirge, auch in den Alpen, beobachten lässt. Die Alpen blockieren die feeder Wolke, welche nicht nur von einer seeder Wolke ausgewaschen wird, sondern zusätzlich durch das orographisch bedingte Anheben Niederschlag produzieren kann (ALPEX, 1982). Für eine *quantitative* Übertragung der Resultate muß man die Unterschiede der Gebirge, wie z.B. ihre unterschiedlichen vertikalen und horizontalen Ausdehnungen, die Nähe des Atlantiks bei den Britischen Inseln oder die Existenz eines Vorgebirges in den Alpen (Jura), berücksichtigen.

Basist et al (1994) befassen sich mit einer statistischen Untersuchung zwischen Orographie und räumlicher Verteilung der mittleren jährlichen Niederschlagsmenge in zehn verschiedenen Gebirgsgegenden der Erde (Sierra, Chile, Kenia, Ecuador, Maui, Taiwan, Norwegen, B. Colombia, N. Carolina und New S. Wales). Die verwendeten Daten der Orographie wurden aufgrund von topographischen Karten der University of Georgia erstellt (1:200'000). Die mittleren jährlichen Niederschlagsdaten wurden aus folgenden Quellen bezogen:

a) *Average Monthly and Annual Surface Air Temperature and Precipitation Data for the World*

b) *Climatological Data for the U.S.*

c) *Klimatologische Daten des National Center for Atmospheric Research (NCAR)*

Die Beziehungen Orographie - Niederschlag werden in den Untersuchungen von Basist et al mit den gleichen statistischen Hilfsmitteln untersucht, wie sie in der vorliegenden Arbeit verwendet werden: Lineare bivariate und lineare multivariate Regression. Die räumliche Niederschlagsverteilung wird mit sechs die Orographie beschreibenden Variablen zu verstehen versucht. Die Autoren verfolgen dabei drei Ziele:

Erstens wollen sie mit den die Orographie darstellenden Variablen T_1, T_2, \dots, T_6 die physikalischen Prozesse und Mechanismen möglichst vollständig erfassen und beschreiben können.

Zweitens wollen sie *das* multivariate Modell bestimmen, welches den mittleren jährlichen Niederschlag am "besten" vorausszusagen vermag.

Für das dritte Ziel der Untersuchungen werden die bivariaten bzw. multivariaten Modelle der einzelnen Untersuchungsgebiete miteinander verglichen. Es soll die Frage beantwortet werden, ob ähnliche klimatische Verhältnisse (etwa mediterran, äquatorial u. a.) und ähnliche topographische Bedingungen zu ähnlichen "besten" Modellen führen können.

Die verwendete statistische Technik umfaßt *bivariate* Modelle der Form:

$$P = \alpha + \beta \cdot T_i, \quad i = 1, \dots, 6 \quad \text{Eq. 1-1}$$

Diese erlauben die Beschreibung des Zusammenhanges zwischen dem Niederschlag P und *einer* topographischen Variablen T_i . Die *multivariaten* Modelle sind von der Form:

$$P = \alpha + \beta_1 \cdot T_1 + \beta_2 \cdot T_2 + \dots + \beta_6 \cdot T_6 \quad \text{Eq. 1-2}$$

Im Mittel befinden sich in jeder Region 21 Regenschirme. Die vorherrschende Windrichtung wurde für jede Station aufgrund der in der regenreichsten Jahreszeit gemessenen mittleren Windrichtung auf 700hPa definiert. Diese 700hPa-Winde wurden dem *Climatic Atlas of the World* der U.S. Navy entnommen.

Mit Ausnahme der *Geländehöhe* (*elevation* in m asl) sind alle topographischen Variablen in Abhängigkeit der (700hPa-) Windrichtung definiert. Die *Steigung* wird aus der Steigung in Windrichtung in einem 10km Umkreis um die Station berechnet (*slope* in%). *Exposition* ist die Distanz zwischen der Station und einem (mindestens 500m höher gelegenen) im Luv blockierenden topographischem Hindernis (*exposure* in km). Existiert kein topographisches Hindernis, ordnet man der *Exposition* den maximalen Wert 100km zu. *Orientierung* ist definiert als Winkel zwischen der Windrichtung und der Hauptausrichtung der Wasserscheide im Luv jeder Station (*orientation* in Grad). Um u.a. eine Station im Luv von einer auf gleicher Meereshöhe gelegenen im Lee unterscheiden zu können, führen die Autoren eine Variable *ELEVEXPO* ein, welche dem Produkt von Ge-

ländehöhe und Exposition entspricht (*ELEVEXPO* in m^2). Um auch ein Zusammenwirken der Variablen Steigung und Orientierung erfassen zu können, wurde schließlich *SLOPORIN* als Produkt von Steigung und Orientierung eingeführt (*SLOPORIN* in Grad).

Bei der einfachen Regression des Niederschlages mit den einzelnen topographischen Variablen korrelieren die zusammengesetzten Variablen *ELEVEXPO* und *SLOPORIN* am stärksten mit dem Niederschlag. Die *Geländehöhe* und die *Steigung* korrelieren im Mittel nur wenig. Klimatisch und topographisch vergleichbare Gebiete wie etwa Taiwan und Maui (Hawaii), zeigen bei der bivariaten Analyse ein ähnliches Verhalten: Die Steigungen ihrer Regressionsgeraden sind ähnlich groß (Abbildung 1-8). In den Tropen ist die Abhängigkeit der Niederschlagsmenge von *SLOPORIN* und der *Orientierung* stärker als außerhalb der Tropen. Dort kommt das Niederschlagsminimum im Lee-Schatten der Gebirge oft nicht so deutlich zum Ausdruck. Dies wird mit dem Umstand erklärt, dass in mittleren Breiten der Wassergehalt der Luft im Mittel geringer und der Niederschlag oft von stratiformerer Natur als in den Tropen ist.

Bei der multivariaten Analyse erklären die topographischen Variablen in den höheren und mittleren Breiten bis über 70% der räumlichen Verteilung des mittleren jährlichen Niederschlages. In den Subtropen sind es etwa 50%, in den Tropen weniger als 50%. Dies sei u.a. auf die stärkeren und konsistenteren Winde in den Gebiete der höheren und mittleren Breiten (Westküsten) zurückzuführen (Tabelle 1-1).

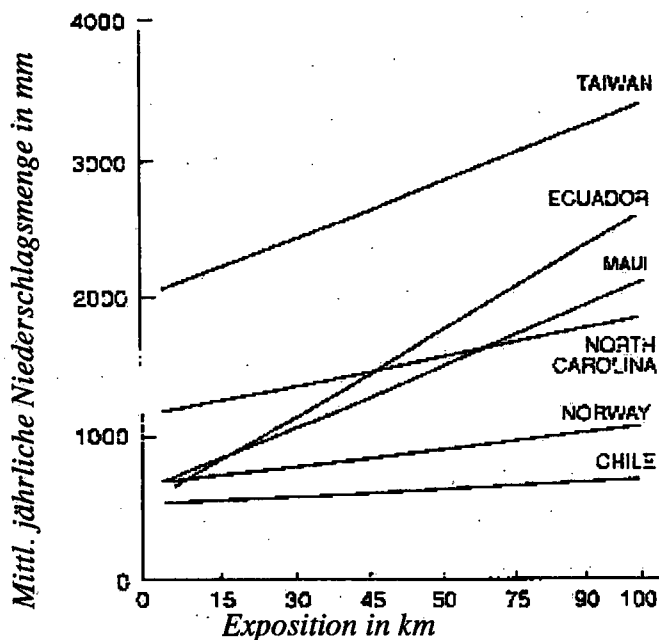


Abbildung 1-8: Abhängigkeit zwischen Exposition und mittlerer jährlicher Niederschlagsmenge

Exposition ist definiert als Abstand in km zwischen der Station und einem mindestens 500m höher gelegenen, sich im Luv befindlichen, topographischen Hindernis.

Die zunehmenden Niederschlagsmengen mit zunehmender Exposition ist als abnehmender Leeeffekt des störenden Hindernisses zu interpretieren.

Signifikant sind nur eine bis drei der sechs topographischen Variablen und in acht von den zehn Gebieten ist entweder *ELEVEXPO* oder die *Exposition* die am stärksten korrelierende Variable. Dies deutet darauf hin, dass die Exposition eines Hanges relativ zur Windrichtung der wichtigste topographische Faktor für die räumliche Niederschlagsverteilung ist.

Es wird abschliessend festgehalten, dass die vorgestellte multiple Regression mit nur den Wind und die Orographie beschreibenden Variablen für eine Extrapolation der Jahresniederschläge in Gebieten mit kleiner Regenmesserdichte geeignet sein kann.

Zusammenfassung Basist et al (1994):

- Die Autoren untersuchen mit Hilfe der Regressionsanalyse den Orographieeinfluß auf Jahresniederschläge in 10 Regionen der Erde. Von sechs die Orographie beschreibenden Variablen, korreliert die Varianz von *ELEVEXPO* als Produkt von Hindernishöhe mit Hindernisdistanz am meisten mit der Varianz der Jahresniederschlagsverteilung (Hindernisdistanz ist die Distanz zwischen Station und einem im Luv blockierenden, mind. 500m höheren Gebirgszug).
- Klimatologisch oder topographische vergleichbare Gebiete besitzen ähnlich steile Regressionsgeraden.
- Die Varianz der Orographie korreliert in mittleren und hohen Breiten mit bis zu 70% der Varianz der Niederschlagsverteilung. Wegen schwächeren und weniger konsistenten Winden ist der korrelierte Anteil in den Subtropen ca. 50%, in den Tropen weniger als 50%.
- Eine mögliche Anwendung der Resultate ist die Extrapolation der *Jahresniederschläge* mit Hilfe der optimalen Regressionsgleichung in Gebieten der Erde mit wenig Regenmesser.

Die Arbeit von Basist et al benutzt die gleichen statistischen Methoden wie die vorliegende: In beiden Untersuchungen will man Niederschlagsverteilungen mit die Orographie beschreibenden Variablen verstehen können. In beiden Untersuchungen sind zwischen ca. 40% und 70% der Variationen des Niederschlages der verwendeten Daten mit den Variationen der Orographie korreliert (wie später gezeigt wird, z.B. Tabelle 4-14). Ein Unterschied besteht aber darin, dass die vorliegende Arbeit *Einzelereignisse*, die von Basist et al *Jahresniederschläge* und damit eine *Summe* von Einzelereignissen untersucht. Im Kapitel 5.3. dieser Arbeit wird auf die Schwierigkeit hingewiesen, Erkenntnisse aus Einzelereignissen auf Jahresniederschläge oder eben umgekehrt, zu übertragen.

Predictor equation	Explained variance
Sierra (California) P = 140.3 + 0.007 (ELEVEXPO) + 0.178 (elevation) + 3.045 (orientation) (27)	<u>0.75</u>
Central Chile P = 314.2 + 2.249 (orientation) + 0.003(ELEVEXPO) (18)	0.70
Central Kenya P = 224.4 + 0.399 (elevation) (19)	0.39
Northern Ecuador P = 534.7 + 19.5 (exposure) + 7.1 (orientation) (20)	0.46
Maui (Hawaii) P = 1612.58 + 17.345 (orientation) (21)	<u>0.31</u>
Taiwan P = 2351.2 + 0.005 (ELEVEXPO) + 0.013 (SLOPORIN) (24)	0.61
Southwestern Norway P = 272.72 + 5.771(exposure) + 0.4679 (slope) (19)	0.70
West-central British Columbia P = 685.93 + 0.00347 (SLOPORIN) - 0.354 (elevation) + 3.271 (exposure) (20)	0.71
Southwestern North Carolina P = 1113.33 + 6.715 3 (exposure) (23)	0.56
Southeastern New South Wales P = 481.47 + 0.0031 (ELEVEXPO) + 0.8392 (slope) (22)	<u>0.66</u>

Tabelle 1-1: Die "besten" multivariaten Modelle

Die "besten" multivariaten Modelle (Gleichung 1-2) für den mittleren jährlichen Niederschlag für alle 10 Untersuchungsgebiete, aus Basist et al (1994). Es wurden dabei nur die zum 95%-Niveau signifikanten Koeffizienten β_j verwendet. Die Anzahl Freiheitsgrade ist unterhalb der Niederschlagsvariablen P angegeben und entspricht der Anzahl verwendeter Regenmesser. Der Jahresniederschlag P ist in mm, ELEVEXPO in m^2 , SLOPORIN und orientation in Grad, exposure in km, elevation in m und slope in % angegeben. Die Varianz des Niederschlags P korreliert mit der gewählten multiplen Regression mit 31% bis 75% mit den Variationen der Orographie (Extreme unterstrichen).

2. Theorie

2.1. Übersicht

Die vorliegenden Untersuchungen benutzen Theorie und Daten von verschiedenen Messinstrumenten: Radar, Regenschirm, Windmesser und Radiosondierungen. Im Kapitel 2.2. werden die Schweizerischen Radargeräte beschrieben und eine kurze Herleitung der Radargleichung gegeben. Das Kapitel 2.3. befasst sich mit dem Problem der anomalen Wellenausbreitung, der aufgrund besonderer atmosphärischer Gegebenheiten verursachten Ablenkung des Radarstrahls zum Erdboden hin. Die Berechnung der vertikalen Windgeschwindigkeiten und die dafür erforderlichen Windmessungen sind im Kapitel 2.4. mit Erläuterungen zum Regenschirmnetz zusammengefasst. Das Kapitel 2.5. beschreibt die verwendeten statistischen Hilfsmittel.

2.2. Das Radargerät

Die Radardaten bilden bei den Untersuchungen des Orographieeinflusses auf die Niederschlagsverteilung die Grundlage. Dem Radargerät und seiner Theorie wird daher mehr Raum gewidmet als den anderen Messinstrumenten. Dabei wird auf eine Darstellung der schon an vielen Orten beschriebenen Theorie verzichtet. Die folgende Liste gibt einige wichtige Literaturangaben rund um das Radar an:

- Atlas, D., 1964: Advances in radarmeteorology, Advances in Geophysics, Vol.10, Academic Press, New York
- Battan, L., 1973: Radar observation of the atmosphere, University of Chicago Press
- Doviak, R.J. and D.S. Zrnic, 1984: Doppler radar and weather observations, Academic Press Inc., Orlando, Florida
- Hächler P., 1989: Radaranleitung, Arbeitsbericht no. 154 der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Mai 1989.

In der Tabelle 2-1 ist ein Vergleich der wichtigsten technischen Daten der zweiten und der neuen dritten Generation der Schweizerischen Radargeräte zusammengestellt. Die zweite Generation ist seit dem Ende der Siebziger Jahre in Betrieb und befindet sich in der Ablösungsphase. Mit dem Radar auf dem Monte Lema ist das erste Gerät der neuen dritten Generation 1994 installiert worden. Bis Ende 1995 werden auch die neuen Geräte auf Albis und La Dôle ihren Betrieb aufgenommen haben.

Für die Untersuchungen werden in erster Linie die Daten des "alten" Composites Albis/La Dôle benutzt. Die ursprünglichen Daten eines einzelnen Radars beinhalteten die Niederschlagsintensitäten in einem Volumen mit einer Grundfläche von 281 auf 217 Pixel der

Größe $2 \times 2 \text{ km}^2$ und einer Höhe von 12 km mit einer Auflösung von 1 km. Es wird pro $2 \times 2 \text{ km}^2$ Flächenelement das Maximum aller bis 12 darüberliegender Intensitäten gewählt (Maximumdarstellung).

Beim Zusammenfügen der beiden (heute der drei) Radarbilder Albis und La Dôle (und Lema) zum Composite, wird ebenfalls der größere Wert genommen (Galli und Joss, 1983). Die Radardaten werden in digitaler Form über Telefonleitungen an verschiedene Benutzer verteilt (Cavalli, 1983). Das Zusammensetzen von Radarinformationen von verschiedenen Radargeräten ermöglicht einen Überblick der Niederschlagsintensitäten in einem ca. $640 \times 500 \text{ km}^2$ grossen Gebiet. Das Problem der reduzierten Sichtbarkeit kann vermindert werden, da gewisse Gebiete, welche für das eine Radar "im Dunkeln" liegen, von einem anderen besser ausgeleuchtet werden können (siehe dazu Kapitel 3.2.).

<i>Element</i>	<i>old</i>	<i>new</i>
<i>Antenna: half-power beam width</i>	<i>1.1 degree</i>	<i>1.0 degree</i>
<i>Number of elevations</i>	<i>19 in 10min</i>	<i>20 in 5 min</i>
<i>Antenna revolutions/min</i>	<i>3</i>	<i>3, 4 or 6 (depending on el.)</i>
<i>PRF (pulse repetition frequency)</i>	<i>250 Hz</i>	<i>600 or 800 or 1200 Hz (depending on el.)</i>
<i>Wavelength λ</i>	<i>5.5 cm</i>	<i>5.5 cm</i>
<i>Transmitter type</i>	<i>Magnetron</i>	<i>Magnetron</i>
<i>Transmitted power, pulse length</i>	<i>250 kW, $2 \mu\text{s}$</i>	<i>250 kW, $0.5 \mu\text{s}$</i>
<i>Receiver sensitivity at 230 km</i>	<i>0.5 mmh^{-1}</i>	<i>0.17 mmh^{-1}</i>
<i>Receiver: log amplifier</i>	<i>$90 \pm 0.5 \text{ dB}$</i>	<i>$90 \pm 0.5 \text{ dB}$</i>
<i>Samples per degree and per km</i>	<i>32×3</i>	<i>32×12</i>
<i>Processed Video signals</i>	<i>log-Z: 8 bits</i>	<i>I, Q, log-Z, resolution: 12 bits</i>
<i>Clutter suppression</i>	<i>static map</i>	<i>6 complement. tests incl. dyn. map</i>
<i>Calibration with noise source</i>	<i>-</i>	<i>every 5 min</i>
<i>Calibration with signal generator</i>	<i>manual 1/month</i>	<i>full, autom., 121 points every 24h</i>
<i>Profile corrections</i>	<i>crude approx., range dependent</i>	<i>Visibility and profile estimated in real time</i>

Tabelle 2-1: Vergleich der zweiten mit der dritten Generation der schweizerischen Radargeräte

Die Tabelle vergleicht die zweite Generation der Radargeräte (old) mit der dritten (new). Die dritte Generation begann 1994 mit der Inbetriebnahme des Radars auf dem Mt. Lema bei Lugano und wird mit dem Ersetzen der Radargeräte auf Albis und La Dôle Ende 1995 voll in Betrieb sein. Die neuen Geräte sind Dopplerradars, welche zusätzlich zu den Niederschlagsdaten Windinformationen liefern werden (Tabelle aus Galli G. und Joss J., 1995).

Für die Niederschlagsschätzung wird ein elektromagnetischer Impuls mit Wellenlänge λ während einer Dauer τ und mit einer Pulsrepetitionsfrequenz PRF ausgesandt. Zwischen dem Aussenden dieser elektromagnetischen Impulse, empfängt das Radar das vom getroffenen Objekt reflektierte Signal. Die Wahl der Radarwellenlänge von 5.5cm beruht auf einem Kompromiß verschiedener Phänomene (Tabelle 2-2). Die Annahme von sphärischen Streuern und die Tatsache, dass die Wellenlänge λ deutlich größer als der Teilchendurchmesser D ist, läßt den Vorgang mit einer Rayleigh-Streuung approximieren. Dabei ist σ der Streuquerschnitt. Dieser ist als die Querschnittsfläche definiert, die ein isotroper Streuer haben müßte, um beim Radar die gleiche ankommende Leistung P_r zu bewirken. K ist der komplexe Brechungsindex: Für Wasser setzt man gewöhnlich $K_{Wasser}^2 = 0.93$ und für Eis $K_{Eis}^2 = 0.2$.

<i>für ein kleines λ spricht:</i>	<i>für ein großes λ spricht:</i>
<i>Bessere Bündelung, d.h. kleinere 3dB-Strahlöffnung, d.h. bessere Auflösung</i>	<i>Kleinere Streuung, d.h. kleinerer Energieverlust, d.h. kleinere Abschwächung</i>
weniger Bodenechos	Bessere Rayleigh-Approximation

Tabelle 2-2: Die Wahl der Wellenlänge

Die Wahl der Radarwellenlänge λ beruht in erster Linie auf einem Kompromiß zwischen Auflösung und Abschwächung. Bei grösserer Wellenlänge muß mit mehr Bodenechos gerechnet werden, die Voraussetzung $D \ll \lambda$ der Rayleigh Approximation ist hingegen besser erfüllt.

Die durchschnittlich beim Radar auftreffende Leistung \bar{P}_r ist:

$$\bar{P}_r = \frac{P_t \cdot G}{4 \cdot \pi \cdot d^2} \cdot \frac{\sigma_{tot}}{4 \cdot \pi \cdot d^2} \cdot A_e, \quad A_e = \frac{G \cdot \lambda^2}{4 \cdot \pi} \quad \text{Eq. 2-1}$$

Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die beim Streuer ankommende Leistungsdichte in Abstand d in Metern eines Radars mit Sendeleistung P_t in Watt. Das G steht dabei für Antennengewinn, für das Verhältnis der Leistung, welche die Radarantenne in Zielrichtung aussendet, zur Leistung, die in jeder Richtung von einer Antenne mit *isotropen* Strahlungseigenschaften ausgesendet wird. G ist ein Maß für die Bündelung des Strahls. Der zweite Term beschreibt den Anteil der Leistungsdichte, die zum Radar zurück gestreut wird. σ_{tot} ist der totale Streuquerschnitt (Eq. 2-2). Das A_e ist die effektive Fläche der Empfangsantenne in m^2 .

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot D^6, \quad \sigma_{tot} = \sum_i^n \sigma_i \quad \text{Eq. 2-2}$$

A_e kann durch G und die Wellenlänge λ ausgedrückt werden, das Zielvolumen V in m^3 ist

$$V = \frac{\pi \cdot d^2 \cdot \theta \cdot \Phi \cdot L}{16 \ln 2}, \quad \text{Eq. 2-3}$$

wobei θ und Φ für die horizontale und vertikale Strahlbreite, L für die Pulslänge in Metern m steht. Setzt man Gleichung 2-2 in Gleichung 2-1 ein und verwendet man Gleichung 2-3, so erhält man

$$P_r = \frac{P_T \cdot G^2 \cdot \theta \cdot \Phi \cdot L \cdot \pi^3}{1024 \cdot \ln 2 \cdot \lambda^2} \cdot \frac{|K|^2}{d^2} \cdot \frac{1}{\Delta V} \cdot \sum_i D_i^6 \quad \text{Eq. 2-4}$$

Definiert man die Radarkonstante C in Wm^{-1} und die Reflektivität Z in mm^6m^{-3} mit

$$C \equiv \frac{P_T \cdot G^2 \cdot \theta \cdot \Phi \cdot L \cdot \pi^3}{1024 \cdot \ln 2 \cdot \lambda^2} \quad \text{und} \quad Z \equiv \frac{1}{\Delta V} \cdot \sum_i D_i^6, \quad \text{Eq. 2-5}$$

so erhält man die *Radargleichung* in Gleichung 2-6:

$$P_r = \frac{C \cdot |K|^2 \cdot Z}{d^2} \quad \text{Eq. 2-6}$$

Z wird dabei auch in Dezibel dbZ angegeben:

$$Z [dbZ] = 10 \cdot \log \frac{Z}{\frac{mm}{m}^{-3}} \quad \text{Eq. 2-7}$$

Die Beziehung zwischen Radarreflektivität Z und Regenintensität R kann wie folgt angenähert werden:

$$Z = a \cdot R^b \quad \text{Eq. 2-8}$$

Die Z-R-Beziehung kann im Experiment bestimmt werden. Von vielen dazu unternommenen Studien sei die von A. Waldvogel (1972) erwähnt. Für den Koeffizient a der Beziehung von Gleichung 2-8 hat er folgende Werte bestimmt: für Nieselregen $a=110$, für Landregen $a=300$ und für Gewitter $a=460$. In den vorliegenden Untersuchungen wurde $a=300$ und $b=1.5$ gewählt (siehe auch Gleichung 3-7).

2.3. Anomale Wellenausbreitung

Bei der anomalen Wellenausbreitung (anomalous propagation *AP*) der Radarstrahlen handelt sich um das Phänomen, dass bei starken Feuchte- und Temperaturinversionen in der Atmosphäre, der Radarstrahl zur Erde hin abgelenkt wird. Dadurch können zusätzliche Bodenechos entstehen. Das Phänomen kann für Niederschlagsschätzung mit Radar ein wesentliches Problem sein. Es wird im folgenden kurz beschrieben.

Im Vakuum breiten sich elektromagnetische Wellen geradlinig mit Lichtgeschwindigkeit $c = 1 / \left(\sqrt{\mu_0 \cdot \epsilon_0} \right)$ aus. Das μ_0 steht dabei für die Permeabilität, ϵ_0 für die Dielektri-

zitätskonstante im Vakuum. Die Dielektrizität unserer Atmosphäre ändert sich leicht mit der Höhe: $\epsilon_r = \epsilon_r(h)$. Nach der Maxwellschen Theorie ist die Lichtgeschwindigkeit v in der Materie gegenüber dem Vakuum um den Faktor $1/\sqrt{\epsilon_r}$ reduziert: $v = c/\sqrt{\epsilon_r}$. Definiert man den (absoluten) Brechungsindex n mit $n = \sqrt{\epsilon_r}$, so erhält man $n = c/v$.

In tieferen Schichten der Atmosphäre befindet sich eine höhere Dichte von Luftmolekülen und von polaren H_2O -Molekülen. Die Moleküle richten sich im äußeren \vec{E} -Feld der Radarstrahlung aus, verstärken das ϵ_r , die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen ist klein. In höheren Schichten nimmt der Luftdruck und die Feuchte der Luft ab, daraus folgt ein kleineres ϵ_r und daher eine größere Ausbreitungsgeschwindigkeit v . Die Zunahme der Ausbreitungsgeschwindigkeit mit der Höhe lenkt den Radarstrahl zur Erde hin ab. Zur Veranschaulichung kann man sich dazu eine in einem Schneefeld und auf einem Glied marschierende Soldatenkette vorstellen, welche in spitzem Winkel auf einen schneefreien Platz zuläuft. Jene, welche das schneefreie Stück erreichen, können darauf schneller gehen, was die Kette zum Schneefeld hin abknicken läßt (Abbildung 2-1).

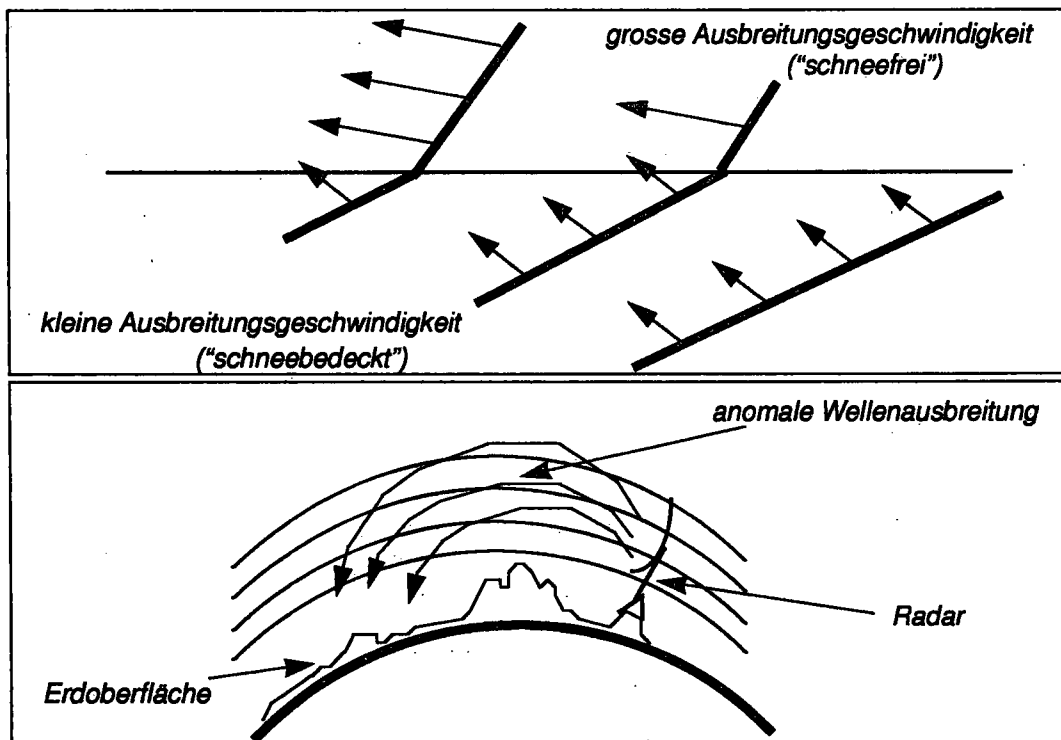


Abbildung 2-1: Anomale Wellenausbreitung

Die Skizzen veranschaulichen das Phänomen der anomalen Wellenausbreitung.

Ursache der Ablenkung der Radarstrahlen zur Erde hin, sind unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Radarstrahlen in der Atmosphäre. Ursache für unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeiten ist die Höhenabnahme der Dielektrizität.

Es interessiert die Höhenabhängigkeit des Brechungsindex $n(h)$. Wie oben erwähnt, hängt $n(h)$ von der Dichte und der Feuchte der Luft ab, d.h. vom Druck P , von der absoluten Lufttemperatur T und vom Wasserdampfdruck e ab. Weil n in der Atmosphäre nahe an 1 ist, definiert man zunächst die Refraktivität N :

$$N \equiv (n - 1) \cdot 10^6$$

N hängt nach Doviak und Zrnica (1984, p.10) folgendermaßen von P , T und e ab:

$$N(h) = \left(\frac{77.6 \left(\text{°K} \cdot \text{hPa}^{-1} \right)}{T(h)} \right) \cdot \left(P(h) + \frac{e(h) \cdot 4810 \text{ (°K)}}{T(h)} \right) \quad \text{Eq. 2-9}$$

Die Krümmung R_k des Strahls hängt von der Änderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit d.h. von der des absoluten Brechungsindex n ab. Es gilt:

$$\frac{1}{R_k} = -\frac{dn}{dh}$$

das heißt, große Änderungen der Refraktivität bewirken einen kleinen Krümmungsradius des Strahls. Bildet man von Gleichung 2-9 die erste Ableitung und setzt den Punkt $T=273 \text{ K}$, $P=930 \text{ hPa}$ und $e=3 \text{ hPa}$ ein, so erhält man:

$$\frac{dN}{dh} = 0.3 \cdot \frac{dP}{dh} - 1.1 \cdot \frac{dT}{dh} + 5 \cdot \frac{de}{dh} \quad \text{Eq. 2-10}$$

Wenn die Abnahme von N mit der Höhe einen gewissen kritischen Wert unterschreitet,

$$\frac{dN}{dh} \leq \frac{-15.7}{100m} = -10^6 \cdot \frac{1}{R_{Erde}}$$

so wird der Krümmungsradius des Radarstrahls kleiner als der Erdradius und die Strahlen werden "zur Erde" abgelenkt. Man sieht in Gleichung 2-10, dass dies durch eine Zunahme der Temperatur mit zunehmender Höhe über Meer geschehen kann oder mit einer Abnahme des Wasserdampfdruckes oder mit geeigneten Kombinationen aller drei Gradienten (R_{Erde} in 100m). Der Gradient des Luftdruckes P zeigt eine schwache aber mit der Zeit wenig ändernde Höhenabhängigkeit. Würde nur der Luftdruck ändern, so wäre für eine Kreisbahn um die Erde ein Gradient von $\frac{dP}{dh} = \frac{-50 \text{ hPa}}{100m}$ notwendig.

Würde nur die Temperatur ändern, so wäre für eine Kreisbahn ein Gradient von $\frac{dT}{dh} = \frac{14^\circ}{100m}$ notwendig.

Würde nur der Wasserdampfdruck ändern, so wäre ein Gradient von $\frac{de}{dh} = \frac{-3 \text{ hPa}}{100m}$ notwendig. Ändert die Schichtdicke der Veränderung von 100m auf 10m, so reicht schon ein Gradient von z.B. $\frac{dT}{dh} = \frac{1.4^\circ}{10m}$, um den Strahl auf eine Kreisbahn um die Erde abzulenken. Man muß sich also bei den oben gemachten Abschätzungen deren Abhängigkeit von der Schichtdicke bewußt sein. Es ist möglich, dass mit dem begrenzten Auflösungsvermögen einer Radiosonde (größer als 100m), hohe Gradienten, die zu Bodenechos führen, gar nicht erfaßt werden können.

Die Abbildung 2-2 und die Abbildung 2-3 illustrieren das Problem der Bodenechos aufgrund von anomaler Propagation der Radarstrahlen mit dem Beispiel vom 2. Februar 1993 mit Daten der Radiosonde Payerne. Unberücksichtigt blieb die Höhe der Gradientenschicht. Ist diese viel höher als der Radarstandort, so wird die "Verweilzeit" (bei gleichem Abstand von der Radarstation) kleiner und der Strahl wird weniger stark abgelenkt.

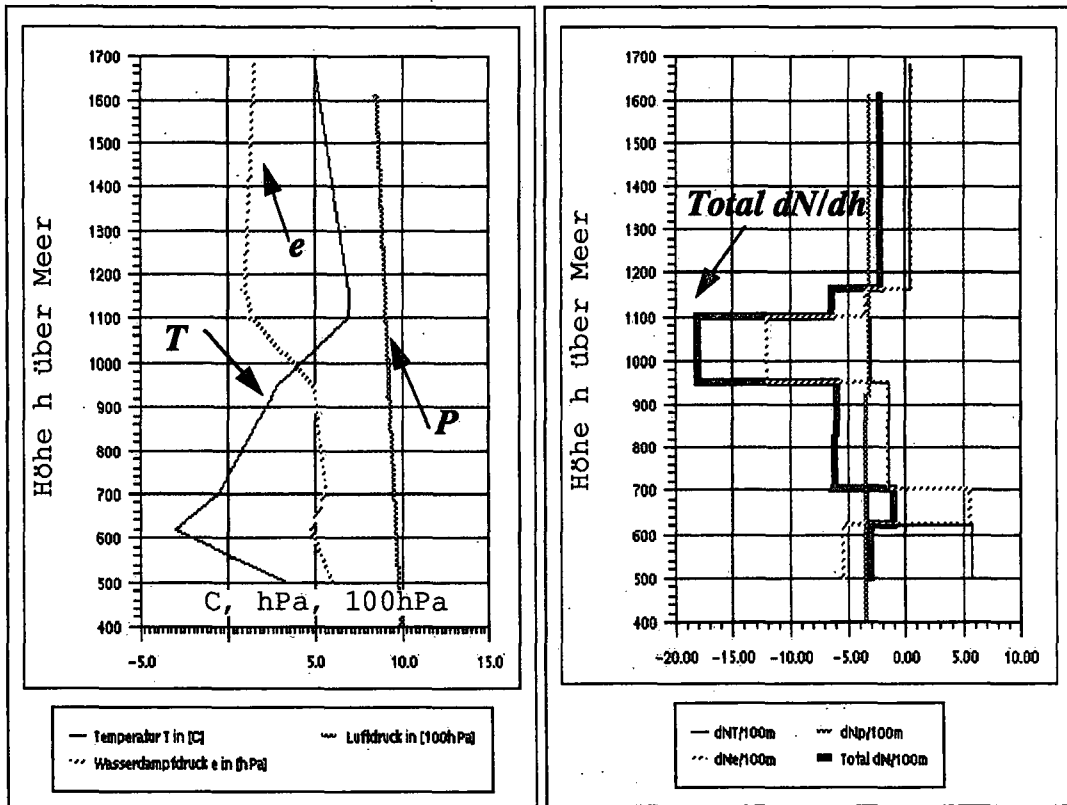


Abbildung 2-2: Anomale Propagation über Payerne am 2.2.1993, 00.00 UTC

Links Temperatur- (T), Wasserdampfdruck- (e) und Luftdruckverlauf (P) während der Inversionslage vom 2.2.1993, rechts die verschiedenen Beiträge zur Refraktivitätsänderung dN . Man sieht z.B., dass zwischen 1000müM und 1100müM die Lufttemperatur stark zunimmt und der Wasserdampfdruck gleichzeitig abnimmt. Auf dieser Höhe tragen also sowohl der Temperaturgradient und vor allem auch der Wasserdampfdruckgradient zu einer starken Refraktivitätsverminderung mit der Höhe bei. Auf dieser Höhe ist dann auch in der rechten Abbildung das fett gezeichnete Total der Refraktivitätsgradienten unter der kritischen Grenze von -15.7. Das heißt, dass in diesem Höhenabschnitt der Radius des gekrümmten Radarstrahls kleiner als der Erdradius ist und Bodenechos entstehen können (vgl. Abbildung 2-3).

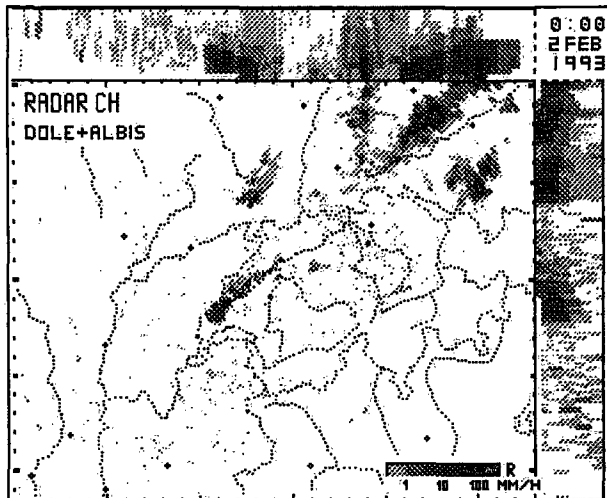


Abbildung 2-3: Bodenechos vom 2.2.1993, 0000h

Dies ist ein Beispiel einer durch Feuchtigkeits- und Temperaturinversion entstandenen Bodenechosituation. Die Aufnahme stammt vom 2.2.1993 und ist typisch für eine winterliche Inversionslage. Die Aufnahme zeigt vor allem über dem Gebiet der Schwäbischen Alb, dem Jura und den Vogesen Niederschlagsintensitäten bis 100mmh^{-1} , obwohl zum betrachteten Zeitpunkt in der Schweiz nirgends Niederschlag registriert wurde.

2.4. Orographie, Wind und Regenmesser

Die Orographiedaten stammen aus dem digitalen Terrainmodell *RITAF* (Rimini Italica Topographie Austria France). G. Galli vom Osservatorio Ticinese hat die Daten in eine verwendbare Form mit $2 \times 2\text{km}^2$ Auflösung vorverarbeitet (Abbildung 2-4). Die Originalauflösung beträgt in der horizontalen Ebene $250 \times 250\text{m}^2$, in der Höhe 10m über den Alpen und 5m sonst. RITAF überbedeckt eine mit der Schweiz im Zentrum liegende Fläche von ca. $500 \times 500\text{km}^2$.

Für die Untersuchungen des Orographieeinflusses ist die Kenntnis der horizontalen Windrichtung von Bedeutung, denn mit Hilfe des Windvektors \vec{W} wird die vertikale Windgeschwindigkeit v_v bestimmt. Für die Bestimmung des grossräumigen Windes stehen einem 3 Datenquellen zur Verfügung: a) Radiosonde, b) ANETZ und c) Radarechos. In den vorliegenden Untersuchungen werden die Messungen der Radiosonde Payerne benutzt. Zur Frage, auf welchem Druckniveau der repräsentative Wind zu finden ist, stösst man in der Literatur auf verschiedene Ansichten. So benutzt Sinclair (1994) für die Berechnung der vertikalen Windgeschwindigkeit am Boden die mittleren 850 und 1000hPa Winde des ECMWF Modells. Er begründet diese Wahl u.a. mit den Ansichten von Hill et al (1981). Hill gelangt nach verschiedenen Untersuchungen in Wales zum Resultat, dass die orographische Verstärkung des Niederschlags in den untersten 1500müM stattfindet (Kapitel 1.3.). Will man dies auf die Alpen übertragen, muß man die kleinere vertikale Ausdehnung des Gebirges in Südengland (bis ca. 1000müM) gegenüber der der Alpen berücksichtigen. Man könnte für die Alpen so das 700hPa-Niveau als repräsentative Höhe für den Wind rechtfertigen. So benutzt Freydank (1986) für seine Berechnungen Windgrößen im 1000 und 500hPa Niveau und Basist (1994) jene im 700hPa-Niveau (Kapitel 1.3.). In den vorliegenden Untersuchungen wurde für die Berechnung der vertikalen Windgeschwindigkeit der 700hPa-Horizontalwind der Radiosonde Payerne gewählt.

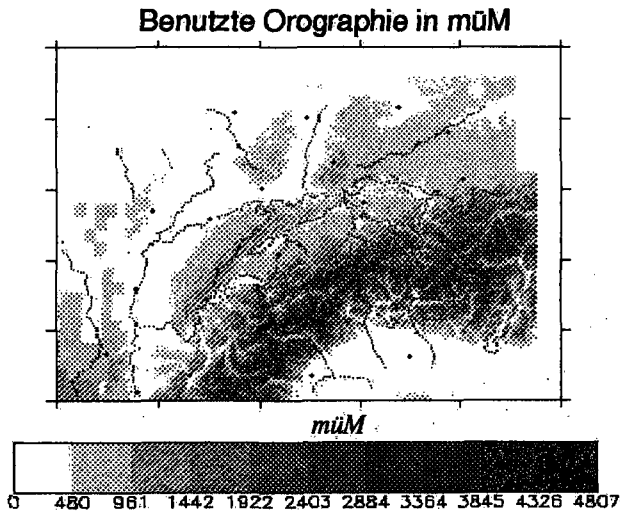


Abbildung 2-4: Benutzte Orographie
 Die Abbildung zeigt den sich mit dem Composite-Bild der Radargeräte Albis und La Dôle deckenden Ausschnitt des digitalen Geländemodells RITAF. Um die ursprüngliche Auflösung von $250 \times 250 \text{m}^2$ auf die Auflösung des Composites von $2 \times 2 \text{km}^2$ zu bringen, wurde das Maximum der Geländehöhen gewählt. Die Daten in der südwestlichen Ecke des Ausschnittes haben eine größere Auflösung und stammen von digitalen Geländedaten des US-Navy mit der Auflösung von 0.1 Grad .

Neben der räumlichen besteht das Problem der zeitlichen Repräsentativität der oben beschriebenen Windbestimmung. Man muß sich der Schwierigkeit bewußt sein, mit einer Windmessung einen für 24h repräsentativen Wind zu definieren. Noch schwieriger ist es, von einer Windrichtung im Monatsmittel zu sprechen (Kapitel 4.7.).

Die vertikale Windgeschwindigkeit v_v wird mit dem Skalarprodukt von Windvektor \vec{W} mit dem Vektor des Geländegradienten \vec{G} bestimmt:

$$v_v = \vec{W} \cdot \vec{G} = |\vec{W}| \cdot |\vec{G}| \cdot \cos \angle(\vec{W}, \vec{G}) \quad \text{Eq. 2-11}$$

Die Richtung des Geländegradienten \vec{G} zeigt in jedem Pixel in Richtung des steilsten Abfalles, in Richtung der Exposition. Die Richtung des Geländegradienten eines beispielsweise südexponierten Hangs beträgt 180° . Die Länge $|\vec{G}|$ ist einheitenlos und entspricht der Steilheit. Um das Vektorfeld des Geländegradienten zu berechnen, wird die lineare Regression verwendet, wobei für jedes Pixel seine acht direkt angrenzenden Nachbarpixel des oben beschriebenen digitalen Geländemodells gebraucht werden.

Das in Gleichung 2-11 berechnete v_v ist die kleinräumige vertikale Windgeschwindigkeit. v_v wird betragsmäßig am größten, wenn Wind und Geländegradient parallel stehen und v_v wird 0, wenn sie senkrecht zueinander sind. Die so berechnete vertikale Windgeschwindigkeit entspricht der vertikalen Komponente eines direkt dem Gelände folgenden Windes, unter der Annahme, dass das Gelände die Luftmassen in vertikaler Richtung auslenkt. Mögliches Umströmen von Hindernissen und Turbulenzen werden nicht berücksichtigt. Dies ist eine starke Vereinfachung der in der Natur herrschenden Verhältnisse. Mit dem gewählten Ansatz kann man aber die Berechnung der vertikalen Windgeschwindigkeit mit wenig Aufwand und in transparenter Art durchführen. Um den grossräumigen Einfluß der Anströmung zu berücksichtigen, wird zusätzlich zu v_v eine *grossräumige* vertikale Windgeschwindigkeit v_v^l definiert. Dazu wird v_v mit einer Gebietsgröße von (meistens) $80 \times 80 \text{km}^2$ geglättet, d.h. man ersetzt jeden Pixelwert von v_v durch den Mittel-

wert des umliegenden, $80 \times 80 \text{ km}^2$ grossen, Quadrates (Abbildung 4-10).

Als weiterer wichtiger Datensatz werden die Daten der täglich von 0700h - 0700h messenden und manuell abgelesenen 470 Hellmann Regenmesser des Schweizerischen Regenmessernetzes benutzt (Abbildung 2-5). Sie dienen als Kontrolle der Korrekturen der Radarmessungen. Die Übereinstimmung der Daten des Radars mit den Daten der Regenmesser ist ein Maß für die Qualität der Korrekturen der Radardaten (Kapitel 3).

Die Theorie der Niederschlagsentstehung wird nicht erläutert. Es sei lediglich erwähnt, dass es zwei Möglichkeiten gibt: Niederschlagsbildung durch Zusammenschluß von Wolkentröpfchen (in den Tropen) und Niederschlagsbildung durch Eiskristalle über Sublimationswachstum (z.B. Weischet 1991). In gemäßigten Breiten wird der Niederschlag fast immer über den Eisprozess gebildet. Damit zusammen hängt das Phänomen des hellen Bandes bei der Niederschlagsmessung mit Radar (Kapitel 3.4.).

470 Regenmesser in der Schweiz

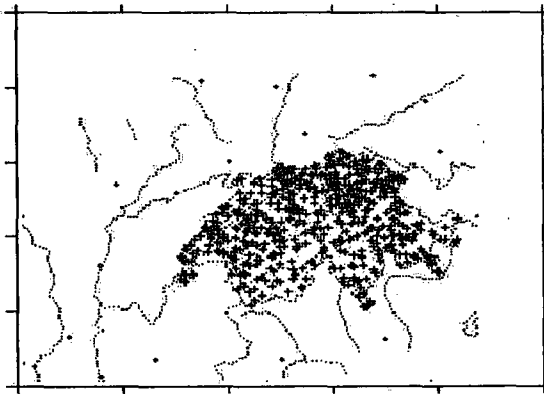


Abbildung 2-5: Benutzte Regenmesser

Das Netz der 470 Hellmann Regenmesser dient in erster Linie als Kontrolle der von den Radargeräten geschätzten und über die gleiche Zeitperiode aufsummierten Niederschlagsmenge.

In der Fallstudie vom 22.9.93 werden die Regenmesserdaten aber auch direkt für die Untersuchungen des Orographieinflusses benutzt (Kapitel 4.5.3.).

2. 5. Statistische Hilfsmittel

Für das Erkennen und Quantifizieren von Zusammenhängen zwischen Niederschlagsverteilung und Geländebeschaffenheit, werden die Methoden der linearen Korrelation verwendet. In der einfachen wie in der multiplen linearen Korrelation betrachtet man Korrelationskoeffizienten und Regressionsgleichung.

Die Unabhängigkeit zweier (mehrerer) Merkmale bewirkt, dass (die im folgenden vorgestellten) Korrelationskoeffizienten Null sind. Aus der Unkorreliertheit zweier (mehrerer) Merkmale kann man aber umgekehrt nur dann auf deren Unabhängigkeit schließen, wenn die Zufallsvariablen zusätzlich normalverteilt sind (Hartung und Elpelt, 1992, p. 144).

Dabei ist X normalverteilt, falls $f_X(\xi)$ der Form

$$f_X(\xi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\xi - \mu}{\sigma}\right)^2\right)$$

ist (Bronstein, 1979), wobei μ der Mittelwert und σ^2 die Varianz bezeichnen. $f_X(\xi)$ ist die zur Verteilungsfunktion $F(x)$ gehörige Dichtefunktion (Gleichung 2-12).

$$F_X(t) = P(X \leq t) = \int_{-\infty}^t f_X(\xi) d\xi \quad \text{Eq. 2-12}$$

Möchte man die Korrelationskoeffizienten also als eindeutiges Maß für die Abhängigkeit zweier Merkmale interpretieren, muß man sich bei den vorliegenden Verteilungen der Regemengen bewußt sein, dass vielfach die Voraussetzung der Normalverteilung nicht erfüllt ist. Auch die in 2.5.3. beschriebenen Signifikanztests setzen normalverteilte Zufallsvariablen voraus und sind daher entsprechend vorsichtig zu interpretieren. Es wäre zu überprüfen, wie stark sich die vorliegenden Verteilungen von Normalverteilungen unterscheiden und wie groß die dadurch entstandenen Fehler sein können.

Die wichtigsten verwendeten statistischen Hilfsmittel sind in den folgenden vier Unterkapiteln zusammenfaßt.

2.5.1. Einfache lineare Regression

Bei einem Zufallsvektor (X,Y) ergibt eine Stichprobe (vom Umfang N) N Paare $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_N, y_N)$ von Merkmalswerten. Die x_i können beispielsweise Niederschlagsmengen sein und die y_i Geländehöhen. Aufgrund der Stichprobe werden die Größen der Regressionstheorie geschätzt: Der theoretische Mittelwert der x_i ist μ_x und wird mit $avg(x)$ geschätzt, die theoretische Standardabweichung σ_x wird mit $stdev(x)$ geschätzt (entsprechend für y):

$$avg(x) = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N x_i \quad \text{und} \quad stdev(x)^2 = \frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - avg(x))^2$$

Die theoretische ("wahre") Kovarianz und der theoretische Korrelationskoeffizient ρ werden mit $m_{x,y}$ und $c_{x,y}$ geschätzt:

$$m_{x,y} = \frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - avg(x)) \cdot (y_i - avg(y)), \quad c_{x,y} = \frac{m_{x,y}}{stdev(x) \cdot stdev(y)} \quad \text{Eq. 2-13}$$

$c_{x,y}^2$ oder das *Bestimmtheitsmass* entspricht dem Anteil der Varianz der Variablen y , welcher mit der Varianz der Variablen x korreliert ist.

$$s_y = \frac{\sqrt{(1 - c_{x,y}^2)} \cdot stdev(y)}{avg(y)} \quad \text{Eq. 2-14}$$

s_y in Eq. 2-14 steht für die normierte Reststreuung, für die Streuung von y , welche unerklärt bleibt. Die Ableitung der Gleichung 2-14 befindet sich am Schluß im Kapitel 2.5.5. Mit den Resultaten der einfachen Korrelation kann man die Koeffizienten k_i der linearen Regression $y = k_0 + k_1 \cdot x$ berechnen. Ersetzt man x mit $x - avg(x)$ und y mit $y - avg(y)$, wird $y - avg(y) = k_1 \cdot (x - avg(x))$. Das k_1 berechnet sich mit $k_1 = c_{x,y} \cdot \frac{stdev(y)}{stdev(x)}$.

2.5.2. Multiple lineare Regression

Die multiple Korrelation ist ebenfalls ein Maß für die Abhängigkeit: nun aber nicht zwischen nur zwei Merkmalen, sondern zwischen einem (abhängigen) y und mehreren x_1, \dots, x_p (unabhängigen) Merkmalen.

Das Quadrat des multiplen Korrelationskoeffizienten $c_{y, (x_1, \dots, x_p)}^2 = m_{cc}^2$ oder das Bestimmtheitsmass ist definiert als das Quadrat des größten Korrelationskoeffizienten zwischen y und allen möglichen Linearkombinationen $k_1 \cdot x_1 + \dots + k_p \cdot x_p$ mit beliebigen Koeffizienten k_i . Es ergibt sich allgemein als (Hartung et al, 1991)

$$m_{cc}^2 = C_{y,x}^T \cdot C_{x,x}^{-1} \cdot C_{y,x} = \begin{bmatrix} c_{y,x_1} & c_{y,x_2} & \dots & c_{y,x_p} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1 & c_{x_1,x_2} & \dots & c_{x_1,x_p} \\ c_{x_1,x_2} & 1 & \dots & c_{x_2,x_p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ c_{x_1,x_p} & c_{x_2,x_p} & \dots & 1 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} c_{y,x_1} \\ c_{y,x_2} \\ \dots \\ c_{y,x_p} \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 2-15}$$

Ersetzt man y mit $y - \text{avg}(y)$ und die x_i 's mit $x_i - \text{avg}(x_i)$, $i = 1, 2, \dots, p$, so wird in der Gleichung der multiplen Regression der konstante Term $k_0 = 0$:

$$y - \text{avg}(y) = k_1 \cdot (x_1 - \text{avg}(x_1)) + \dots + k_p \cdot (x_p - \text{avg}(x_p))$$

Aus Gleichung 2-15 erkennt man, dass das Bestimmtheitsmass m_{cc}^2 genau dann Null ist, wenn alle einfachen Korrelationskoeffizienten $c_{y,x_1}, \dots, c_{y,x_p}$ Null sind. Sind die Variablen x_1, \dots, x_p untereinander unabhängig, ist also

$$c_{x_i, x_j} = 0 \quad \forall i, j, i \neq j$$

so ist m_{cc}^2 gleich der Summe der einfachen Bestimmtheitsmasse:

$$m_{cc}^2 = \sum_{i=1}^p c_{y,x_i}^2$$

In den vorliegenden Untersuchungen wird für die abhängige Variable y der Niederschlag p in mm und für die unabhängigen Variablen x_i werden Geländehöhe h in kmüM, kleinräumige vertikale Windgeschwindigkeit vv und grossräumige vertikale Windgeschwindigkeit vv_l je in ms^{-1} eingesetzt. Die Gleichung der multiplen Regression besitzt in unseren Fallstudien folgende Form:

$$p - \text{avg}(p) = k_1 \cdot (h - \text{avg}(h)) + k_2 \cdot (vv - \text{avg}(vv)) + k_3 \cdot (vv_l - \text{avg}(vv_l)) \quad \text{Eq. 2-16}$$

oder vereinfacht und nicht ganz korrekt:

$$p = k_1 \cdot h + k_2 \cdot vv + k_3 \cdot vv_l \quad \text{Eq. 2-17}$$

Die interessierenden Größen sind der prozentuale Messfehler

$$s_r = \frac{\sqrt{(1 - m_{cc}^2)} \cdot \text{stdev}(p)}{\text{avg}(p)} \quad \text{Eq. 2-18}$$

und das Bestimmtheitsmass m_{cc}^2 . Das s_r beschreibt die übrigbleibende relative Unsicher-

heit. Es entspricht einer prozentualen Abweichung (Mittelwert der Niederschlagsmenge = 100%), beschreibt also die Bandbreite, in welcher die Regenmenge aufgrund weiterer Ursachen (atmosphärische Variabilitäten) schwanken kann. Das m_{cc}^2 beschreibt, welcher Anteil der Varianz der Regenmenge mit den Varianzen der Variablen Höhe und vertikale Windgeschwindigkeiten korreliert ist. Ein m_{cc}^2 von 0.52 und ein s_r von 0.4 bedeuten, dass 52% der Varianz der Regenmenge mit den Varianzen der drei unabhängigen Variablen korreliert ist und dass die Regenmenge innerhalb einer Bandbreite von $\pm 40\%$ aufgrund nicht berücksichtigter Ursachen schwanken kann.

2.5.3. Signifikanz der Korrelationskoeffizienten (Hartung et al, 1991, p. 547ff)

Die beiden im folgenden vorgestellten Signifikanztest werden in der Zusammenfassung aller Fallstudien im Kapitel 4.8. verwendet.

Für normalverteilte Zufallsvariablen erhält man einen approximativen Test für den linearen Korrelationskoeffizienten, wenn man zunächst die Fishersche Z-Transformation anwendet. Diese führt die Verteilung von $c_{x,y}$ in eine von $z = \operatorname{arctanh}(c_{x,y})$ über. z ist approximativ normalverteilt. $(z - \text{Erwartungswert}(z)) / \sqrt{\text{Varianz}(z)}$ ist standardnormalverteilt und es läßt sich der Einstichproben-Gausstest verwenden.

Die Z-Transformation wird zur Bestimmung eines $1-\alpha$ -Konfidenzintervall für den wahren Korrelationskoeffizienten ρ benutzt. Mit

$$[\zeta_1; \zeta_2] = \left[\frac{1}{2} \ln \frac{1+c_{x,y}}{1-c_{x,y}} - \frac{c_{x,y}}{2(N-1)} - \frac{u_{1-\alpha/2}}{\sqrt{N-3}}; \frac{1}{2} \ln \frac{1+c_{x,y}}{1-c_{x,y}} - \frac{c_{x,y}}{2(N-1)} + \frac{u_{1-\alpha/2}}{\sqrt{N-3}} \right] \quad \text{Eq. 2-19}$$

ist ein solcher ("im z-Raum") definiert. $c_{x,y}$ ist dabei die Schätzung für ρ (Gleichung 2-13), N die Anzahl Messungen und $u_{1-\alpha/2}$ das $(1-\alpha/2)$ -Quantil der Standardnormalverteilung (Hartung et al, 1991, Tafel Seite 891). Mit der Tabelle 2 aus Hartung et al (1991, p.548), können die Intervallgrenzen ζ_1 und ζ_2 in r_1 und r_2 umgerechnet werden. Mit $[r_1, r_2]$ erhält man einen Konfidenzintervall zum Niveau $1-\alpha$. Die Wahrscheinlichkeit, dass ρ außerhalb $[r_1, r_2]$ liegt, ist α (Irrtumswahrscheinlichkeit).

Für die Signifikanz des Bestimmtheitsmasses wird

$$F = \frac{c_{y, (x_1, \dots, x_p)}^2 \cdot (N-1-p)}{p \cdot \left(1 - c_{y, (x_1, \dots, x_p)}^2 \right)} \quad \text{Eq. 2-20}$$

als Prüfgröße verwendet. N ist die Anzahl der Stichproben, p die Anzahl der Merkmale, die Zufallsvariablen sollen wiederum normalverteilt sein. Die Hypothese der Unabhängigkeit aller Merkmale untereinander wird zum Niveau α verworfen, falls $F > F_{p, N-1-p; (1-\alpha)}$ gilt, wo $F_{p, v; \gamma}$ das γ -Quantil der $F_{p, v}$ -Verteilung ist (Hartung et al, 1991, Tafel Seite 895).

2.5.4. Interpolation der Regenmesserdaten

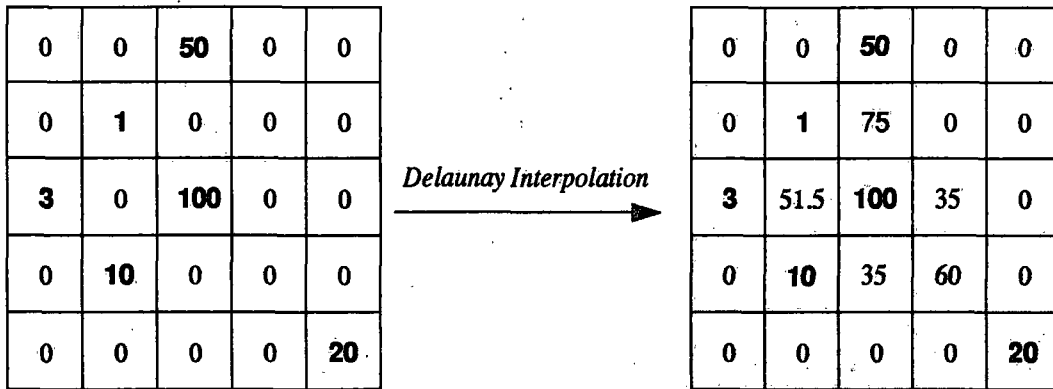


Abbildung 2-6: Delaunay Triangulation

Mit Hilfe der Delaunay Triangulation werden die unregelmäßigen Regenmesserdaten auf ein regelmäßiges $2 \times 2 \text{ km}^2$ Gitter interpoliert. Man findet die ursprünglichen (von Null verschiedenen) Werte im interpolierten Bild wieder (fett geschriebene Zahlen).

Um die Regenmesserdaten selber für die Untersuchungen des Orographieeinflusses zu gebrauchen (Kapitel 4.5.3.), werden sie in der multiple Regression als abhängige Variablen benutzt. Um die daraus gewonnenen Resultate mit denen der multiple Regression mit Radardaten vergleichen zu können, müssen die Daten der Regenmesser auf ein regelmäßiges $2 \times 2 \text{ km}^2$ Gitter interpoliert werden. Dies wird mit Hilfe der *Delaunay Interpolation* erreicht. Die Delaunay Interpolation basiert auf einer Aufteilung der Ebene in Dreiecke (Triangulation der Ebene).

In der Abbildung 2-6 wird die Delaunay Interpolation anhand eines Beispielles illustriert. Die 5×5 Matrix auf der linken Seite beinhaltet die zu interpolierenden Daten, beispielsweise Regenmesserdaten auf einem $2 \times 2 \text{ km}^2$ Gitter. Wendet man die Interpolation an, so findet man in der Matrize auf der rechten Seite die Werte der Pixel der ursprünglichen Daten wieder (fett geschriebene Zahlen). Die Delaunay Methode interpoliert dabei "innerhalb" der bekannten Werte (genauer: innerhalb der Dreiecke) und wendet keine Extrapolation "außerhalb" an. So bleiben ein großer Teil der Nullen nach der Interpolation erhalten.

2.5.5. Herleitung der Reststreuung

Beweis von Eq. 2-14:

Voraussetzungen:

Gegeben seien N Paare (x_i, y_i) und damit der lineare Korrelationskoeffizient $c_{x,y}$. Die Stichprobe soll groß sein. Dies erlaubt $\frac{1}{N-1} \cong \frac{1}{N-2}$ anzunehmen. Es gelten folgende Formeln für die Regressionsgerade:

$$y(x_i) = \bar{y} + c_{x,y} \cdot \frac{\text{stdev}(y)}{\text{stdev}(x)} (x_i - \bar{x}) \quad , \bar{x} = \text{avg}(x) \quad \bar{y} = \text{avg}(y) \quad \text{und}$$

$$c_{x,y} = \frac{m_{x,y}}{\text{stdev}(x) \cdot \text{stdev}(y)} \quad , \quad m_{x,y} = \frac{1}{N-2} \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})$$

Gesucht:

Reststreuung nach der Regression

$$\text{Gilt } \frac{1}{N-2} \cdot \sum_i (y_i - y(x_i))^2 = \left(1 - c_{x,y}^2\right) \cdot \text{stdev}(y)^2 ?$$

Beweis:

Die Reststreuung nach der Regression ist:

$$\begin{aligned} \frac{1}{N-2} \cdot \sum_i (y_i - y(x_i))^2 &= \frac{1}{N-2} \cdot \sum_i \left[(y_i - \bar{y}) - c_{x,y} \cdot \frac{\text{stdev}(y)}{\text{stdev}(x)} (x_i - \bar{x}) \right]^2 \\ &= \frac{1}{N-2} \cdot \sum_i \left[(y_i - \bar{y})^2 + \left(c_{x,y} \cdot \frac{\text{stdev}(y)}{\text{stdev}(x)} \cdot (x_i - \bar{x}) \right)^2 \right] - \\ &\quad \frac{1}{N-2} \cdot \sum_i \left[2 \cdot c_{x,y} \cdot \frac{\text{stdev}(y)}{\text{stdev}(x)} (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \right] \\ &= \frac{1}{N-2} \cdot \left[\sum_i (y_i - \bar{y})^2 + c_{x,y}^2 \cdot \frac{\text{stdev}(y)^2}{\text{stdev}(x)^2} \cdot \sum_i (x_i - \bar{x})^2 \right] - \\ &\quad \frac{1}{N-2} \cdot \left[2 \cdot c_{x,y} \cdot \frac{\text{stdev}(y)}{\text{stdev}(x)} \cdot \sum_i (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \right] \\ &= \text{stdev}(y)^2 + c_{x,y}^2 \cdot \text{stdev}(y)^2 - 2 \cdot c_{x,y} \cdot \frac{\text{stdev}(y)}{\text{stdev}(x)} \cdot m_{x,y} \\ &= \text{stdev}(y)^2 + c_{x,y}^2 \cdot \text{stdev}(y)^2 - 2 \cdot c_{x,y}^2 \cdot \text{stdev}(y)^2 = \left(1 - c_{x,y}^2\right) \cdot \text{stdev}(y)^2 \end{aligned}$$

2. 6. Korrelation und Kausalität

Wird davon gesprochen, dass die Varianz des Niederschlages mit beispielsweise 10% der Varianz der Geländehöhe korreliert ist, so soll dies bedeuten, dass das Bestimmtheitsmass der Korrelation Niederschlag-Geländehöhe 10% ist: $c_{p,h}^2 = 0.10$. Das Bestimmtheitsmass ist ein Maß für den Grad der linearen Abhängigkeit zwischen den beiden Variablen. Kann man daraus auf einen *kausalen* Zusammenhang schließen und etwa folgern, dass man 10% der Niederschlagsverteilung *erklären* kann?

Es bestehen zwei Möglichkeiten zur Verwendung der (multiplen) Regressionsanalyse (Hummel und Ziegler, 1976). Entweder läßt sich die Regressionsanalyse zur *Prognose* von Werten einer bestimmten Variablen verwenden. Das Bestimmtheitsmass gibt dann an, wie die abhängigen Variablen x_i am besten zu kombinieren sind, so dass der "Prognosefehler" von y minimiert wird.

Oder aber die Regressionsanalyse wird als Instrument der *Kausalanalyse* verwendet. Man geht von der Hypothese aus, dass die multiple Regression einen kausalen (und linearen) Zusammenhang beschreibt. Sie kann dann die Frage beantworten, wie sich der Wert der abhängigen Variablen y ändert, wenn sich die unabhängigen Variablen x_i ändern. Das Bestimmtheitsmass gibt an, welcher Teil der Varianz von y durch die Varianzen der x_i erklärt werden kann.

In den vorliegenden Untersuchungen läßt sich die Verwendung der Regressionsanalyse als Kausalanalyse rechtfertigen, da man Hypothesen über Struktur und Art der Beziehungen angeben kann. Man kennt physikalische Gesetze, welche den Zusammenhang Orographie-Niederschlag beschreiben (z.B. dass Luft beim Aufsteigen abkühlt und beim Überschreiten des Taupunktes Feuchte ausscheidet). Es ist also im folgenden "erlaubt", ein Bestimmtheitsmass von 0.10 als Erklärungsanteil zu interpretieren und zu sagen: Die Geländehöhe kann 10% der "vom Radar gesehenen" Niederschlagsverteilung erklären. Bei "der vom Radar gesehenen" Niederschlagsverteilung muß man die Auswirkungen folgender Gegebenheiten beachten:

- Das Gebirge beeinflusst neben der Niederschlagsverteilung (orographischer Einfluß) auch die Niederschlagsmessung mit Radar (Sichtbarkeit, Bodenechos) und mit Regenschirm (Wind).
- Die Sichtbarkeitskorrektur hängt von der Sichtbarkeitshöhe ab, ist also orographieabhängig. Mit ihr fügt man den Niederschlagsdaten eine gewisse "Orographie-Information" hinzu.

Diese beiden Tatsachen machen es unmöglich, einen bestimmten Erklärungsanteil der gewählten Regression dem *direkten* Einfluß der Orographie zuzuordnen. Die Frage, wie groß der aufgrund von instrumentellen Einflüssen vorhandene oder aufgrund der Korrekturen hineingebrachte Anteil der orographiebedingten Variationen in der Niederschlagsverteilung ist, bleibt unbeantwortet. Vergleiche dazu die Diskussion Kapitel 1.1.

3. Korrekturen der Radardaten

3.1. Übersicht

In diesem Kapitel sind die auf die Radardaten angewendeten Korrekturen beschrieben. Vor den Korrekturen werden Radarbilder mit einem offensichtlichen Fehler entfernt. Dies können Bilder mit verschobenem Overlay oder verschobener Skala sein oder jene, mit unnatürlichen Linien und isolierten Punkten höchster Intensität. Von den im TODAY-Produkt täglich zur Verfügung stehenden 144 Bildern, sind etwa 0-5% von dieser Vorelimination betroffen. Die verbleibenden und aufsummierten Radarbilder besitzen andere, weniger offensichtliche Artefakte. Diese gilt es mit minimalem Informationsverlust zu reduzieren. Bei allen Korrekturen muß man sich bewußt sein, dass sie nicht nur eine Erhöhung, sondern auch eine Reduktion der Datenqualität mit sich bringen können. Die entwickelten Korrekturen haben zum Ziel, die unnatürlichen und nicht meteorologisch verursachten Variationen zu vermindern, um den orographisch verursachten Anteil der Varianz der Niederschlagsverteilung besser untersuchen zu können. Dazu werden vier Korrekturen in folgender Reihenfolge vorgeschlagen:

Originaldaten:	r
1.) Sichtbarkeitskorrektur:	rv
2.) Interpolation:	rvi
3.) Schmelzzonenkorrektur:	$rvib$
4.) Glätten:	$rvibs = rc$

Die angegebenen Variablen r , rv , rvi , $rvib$ und $rvibs$ bezeichnen die Radardaten vor den Korrekturen (r), bzw. nach jeder zusätzlich erfolgten Korrektur.

Um die aufgrund der Korrekturen erfolgten Verbesserungen der Radardaten zu quantifizieren, werden die Niederschlagsmessungen g der Regenmesser zu Hilfe genommen und als „Bodenwahrheit“ betrachtet (Abbildung 2-5). Von jeder Korrektur wird eine Erhöhung der Übereinstimmung Regenmesserdaten-Radardaten gefordert. Bessere Übereinstimmung heißt, kleinere Reststreuung s_g oder grösseres Bestimmtheitsmass $c_{r,g}^2$ der linearen Regression zwischen Regenmesserdaten g und den Radarwerten r der entsprechenden Pixel (Gleichung 3-1 und Gleichung 3-2).

$$s_g = \frac{\sqrt{1 - c_{r,g}^2} \cdot stdev(g)}{avg(g)} \quad \text{mit} \quad \text{Eq. 3-1}$$

$$c_{r,g} = \frac{\sum_i (r_i - avg(r)) \cdot (g_i - avg(g))}{stdev(r) \cdot stdev(g)} = \frac{m_{r,g}}{stdev(r) \cdot stdev(g)} \quad \text{Eq. 3-2}$$

Für die Regression korreliert man von den 470 vorhandenen täglich messenden Regenmessern nur die mit den entsprechenden Radarwerten, welche die Bedingungen von Glei-

chung 3-3 erfüllen. Bei der Berücksichtigung der drei Konditionen, wird als Abkürzung die Variable *cond* angehängt.

$$cond = (g > 0mm) \wedge (r > 0mm) \wedge (h_{vis} < 5kmuM) \quad \text{Eq. 3-3}$$

Neben dem Regenschlag muß auch das Radargerät im entsprechenden Pixel Niederschlag registriert haben und die Radarsichtbarkeit über dem Regenschlag muß unter 5kmuM sein. Die ersten beiden Bedingungen haben zur Folge, dass die Nullen bei den statistischen Untersuchungen nicht berücksichtigt werden. Die Nullen können das Bestimmtheitsmass $c_{r,g}^2$ künstlich erhöhen, wenn sie das Produkt $stdev(r) \cdot stdev(g)$ stärker reduzieren, als die Kovarianz $m_{r,g}$. Die dritte Bedingung berücksichtigt die geringe Aussagekraft von Radarmessungen in großer Höhe und die Schwierigkeit, ihren Wert mit einer Korrektur in die Nähe des Regenschlagwertes zu bringen (Kapitel 3.2).

Die Reihenfolge der Korrekturen wurde variiert und mit Hilfe der besten Übereinstimmung Radardaten-Regenschlagdaten optimiert. Stellt man beispielsweise die Schmelzonenkorrektur an den Anfang, so erhöht sich das $c_{r,g}^2$ von 0.13 (unkorrigierte Radardaten) im Mittel in den ersten fünf Fallstudien auf $c_{rbvis,g}^2 = 0.41$ (nach allen Korrekturen). Mit der gewählten Reihenfolge wird die Übereinstimmung Radardaten-Regenschlagdaten noch stärker erhöht: Das $c_{r,g}^2$ steigt auf $c_{rvib,g}^2 = 0.43$ (Tabelle 4-13). Jedem Korrekturschritt ist im folgenden ein Unterkapitel gewidmet. Ein alle Korrekturen illustrierendes Beispiel und der Vergleich mit den Regenschlagdaten ist im Kapitel 3.6. zusammengestellt (Abbildung 3-13).

3.2. Sichtbarkeitskorrektur

Die Niederschlagsschätzung mit Radar muß so nahe wie möglich über dem Boden erfolgen. In den Alpen kann jedoch wegen der Abschattung durch orographische Hindernisse der Niederschlag oft erst in grösserer Höhe gemessen werden. Die dies beschreibende *Sichtbarkeitshöhe* h_{vis} wird definiert als Höhe über Meer des untersten optisch sichtbaren $2 \times 2 \times 1 \text{ km}^3$ Volumenelements (Gleichung 3-6). Neben den Alpen verschlechtert auch die Erdkrümmung mit zunehmender Distanz d quadratisch die Sichtbarkeitshöhe h_k , beispielsweise bei $d=100 \text{ km}$ ist $h_k = 0.625 \text{ km}$ (Gleichung 3-4, $R'_{Erde} = 8000 \text{ km}$, Berücksichtigung der Refraktion in der Standardatmosphäre).

$$h_k = \frac{d^2}{2 \cdot R'_{Erde}} \quad \text{Eq. 3-4}$$

Die aufgrund des Abschirmeffektes und der Erdkrümmung berechnete Sichtbarkeit kann man optische Sichtbarkeitshöhe nennen (*optical visibility*). In bodenechobehafteten Pixeln wird diese optisch/geometrisch reduzierte Sichtbarkeit nach Ausblenden von *Bodenechos* nochmals verschlechtert (*clutter visibility*). Bodenechos (=clutter) entstehen nicht

nur dort, wo das Zentrum des Radarstrahls auf den Boden trifft, sondern sie können auch durch Seitenkeulen des Strahls entstehen.

Die optische Sichtbarkeithöhe wird in ca. 15% der Pixel (in $400 \times 400 \text{ km}^2$ um die Radarstation) durch Bodenechos verschlechtert. Beispielsweise im Engadin ist die Niederschlagsschätzung mit den Geräten La Dôle und Albis schwierig (Sichtbarkeithöhe schlechter als $4 \text{ km} \mu\text{M}$). Das Säntisgebiet, mit Bodenechos bis $5 \text{ km} \mu\text{M}$, muß wie andere "exponierte" Gebirgsmassive als radartechnisch anspruchsvolles Gebiet betrachtet werden (Abbildung 3-3). Auch in der Abbildung 3-1 ist ersichtlich, dass oft *Bodenechos* die Sichtbarkeit begrenzen. Mit der neuen Radargeneration der Dopplerradargeräte kann man das Bodenecho-Problem vermindern. Dabei werden beispielsweise stationäre Echos (Dopplergeschwindigkeit = 0) als Bodenechos erkannt und eliminiert.

Für Albis und La Dôle stehen sowohl die Karten für die optische Sichtbarkeit (*opticalvis*) wie auch die Karten der Bodenecho-Sichtbarkeit (*cluttervis*) zur Verfügung, für das Radar auf dem Mt. Lema heute erst die optische. Zuerst wird für Albis und La Dôle eine kombinierte Sichtbarkeitskarte $h_{\text{vis}}(\text{radarstat})$ erstellt. Für jedes $2 \times 2 \text{ km}^2$ große Pixel wird dazu das Maximum der beiden Sichtbarkeiten gewählt, da ja für die Sichtbarkeit eines Pixels auf einer gewissen Höhe h sowohl die Bedingungen der optischen Sichtbarkeit als auch die der Bodenechofreiheit erfüllt sein muß (Gleichung 3-5).

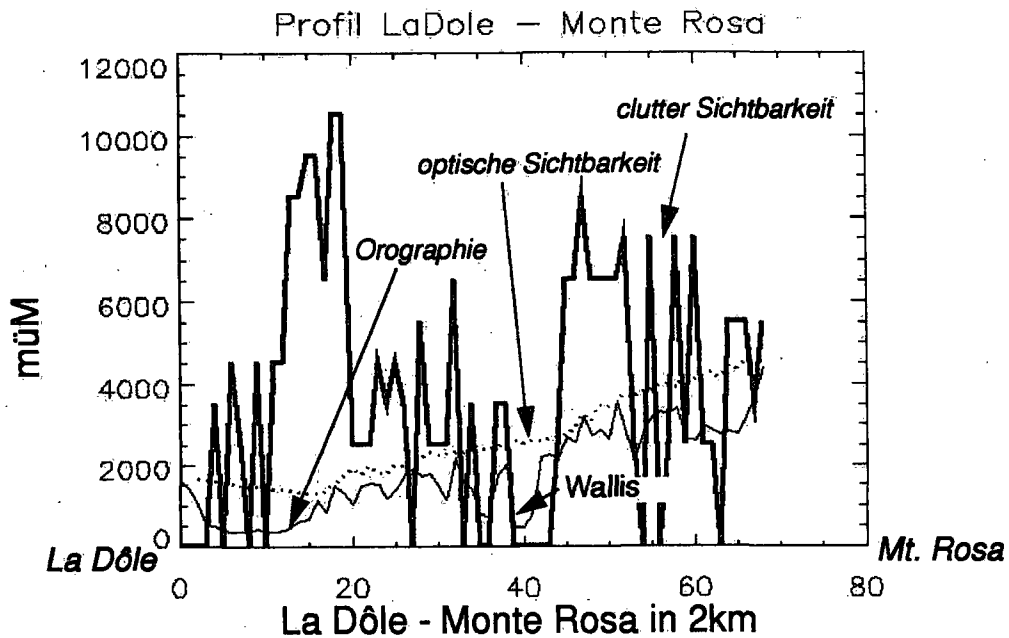


Abbildung 3-1: Drei Profile

Von La Dôle (497/142 kmCH) zum Monte Rosa (633/86 kmCH). Fein durchgezogen die Orographie, gestrichelt die optische/geometrische Sichtbarkeit von La Dôle aus und fett durchgezogen die clutter Sichtbarkeit, alles in müM. Man sieht, dass vor allem Bodenechos die Sichtbarkeit von La Dôle limitieren. Nur etwa im Wallis wird die Sichtbarkeit durch die optische begrenzt. Es ist anzumerken, dass bei Albis der Anteil der die optische Sichtbarkeit verschlechternden Bodenechos wesentlich kleiner ist.

$$h_{vis}(radarstat) = \max(cluttervis(radarstat), opticalvis(radarstat)) \quad \text{Eq. 3-5}$$

Um für jedes Pixel im Composite die im folgenden verwendete Sichtbarkeitshöhe h_{vis} zu kennen, wird die tiefste Sichtbarkeit der dort messenden Radarstationen gewählt (Gleichung 3-6 und Abbildung 3-2). Besonders deutlich ist der Alpenhauptkamm als Sichtbarkeitsgrenze zwischen den Radars Albis und Lema zu sehen. Weniger deutlich ist dies aufgrund von Bodenechos bei der Grenze zwischen Albis und La Dôle zu erkennen.

$$h_{vis} = \min(h_{vis}(Albis), h_{vis}(LaDôle), h_{vis}(Lema)) \quad \text{Eq. 3-6}$$

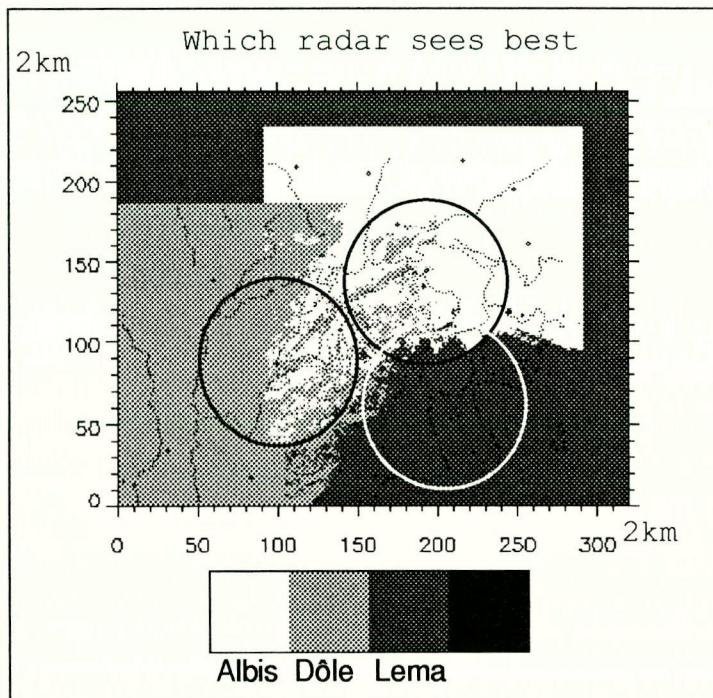


Abbildung 3-2: Erfassbarkeit der Niederschläge mit den CH-Radargeräten

Die Abbildung zeigt, welches der drei Radargeräte Albis, La Dôle und Lema in welchem Pixel die tiefste berechnete (kombinierte) Sichtbarkeit hat (Gleichung 3-6). Zur Orientierungshilfe sind um die drei Radarstationen Kreise mit Radius 100km eingezeichnet.

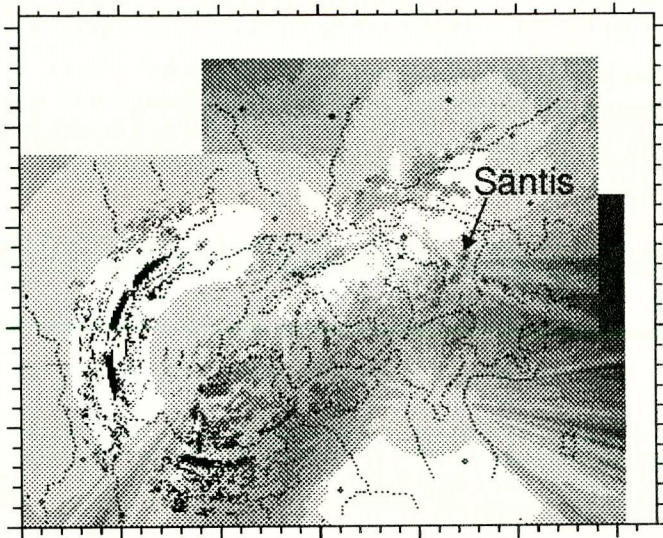
Der Mittelwert der so bestimmten Sichtbarkeitshöhe h_{vis} beträgt im Composite aller drei Radargeräte 3500müM, dies mit einer Standardabweichung von 3160müM (Abbildung 3-3). Es ist anzumerken, dass die *Strahlöffnung* nicht berücksichtigt wird. Der Öffnungswinkel Φ verschlechtert die Sichtbarkeitshöhe um $d \cdot \tan(\Phi/2)$, wo d die Distanz vom Radar ist. Bei $d = 100$ km und bei $\Phi = 1^\circ$ ist diese Verschlechterung 0.85km!

Die *berechnete Sichtbarkeitshöhe* h_{vis} kann man mit einer *gemessenen Sichtbarkeit* vergleichen. Letztere wird folgendermaßen abgeschätzt: Man summiert mit dem Radar über eine längere Zeitdauer die Bilder von räumlich möglichst homogenen Niederschlagsereignissen auf. In erster Näherung sollte das Radar in horizontalen Schichten gleich viel Niederschlag schätzen. *Schlechter sichtbare* Gebiete werden für das Radar als *niederschlagsärmere* Gebiete angezeigt.

Beim Vergleich der beiden Abbildungen ist zu beachten, dass die optische Sichtbarkeit von La Dôle rund 100km westlich der Radarstation zwar unter 1000müM liegt („das Ge-

biet ist mit dem Feldstecher sichtbar“), dass aber das unterste Niveau in den Auswertungen der Radardaten nicht berücksichtigt wird. Schon darum entsprechen die gemessenen Sichtbarkeiten in der unteren Abbildung nicht überall denen anhand der berechneten Sichtbarkeit erwarteten.

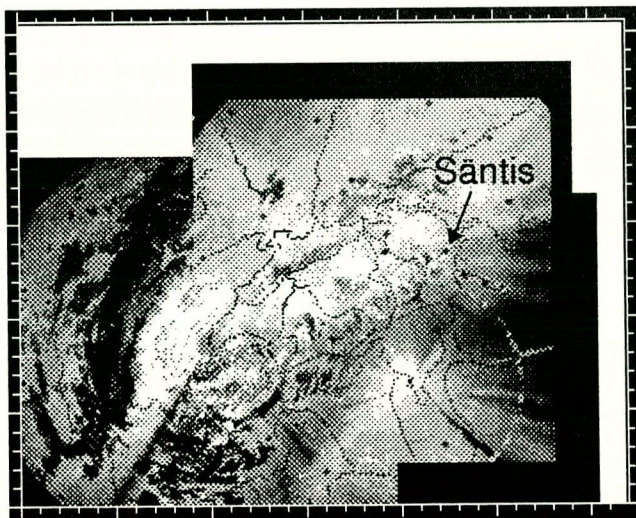
Berechnete Sichtbarkeitshöhe h_{vis}



müM



Gemessene Sichtbarkeit



$\log_{10}(R/mm)$

Abbildung 3-3: Vergleich berechnete mit gemessener Sichtbarkeitshöhe

In der oberen Abbildung ist die mit Gleichung 3-6 berechnete und absolute Sichtbarkeitshöhe h_{vis} zu sehen. Die untere Abbildung zeigt den von den drei Radarstationen Albis, La Dôle und Lema geschätzten Niederschlag, aufsummiert während des Monats Mai 1994.

Man sieht eine gewisse Übereinstimmung von schlecht sichtbaren Gebieten mit scheinbar niederschlagsarmen Gebieten, wie etwa dem Alpenkamm entlang (schlechte optische Sichtbarkeit) oder am Jurasüdfuss (reduzierte Sichtbarkeit aufgrund von Bodenechoausblendung). Besonders deutlich ist diese Übereinstimmung auch in exponierten Gebirgsmassiven zu sehen. Beim Säntis beispielsweise ermöglichen Bodenechos eine Niederschlagsschätzung erst über 5000 müM. Damit kann man sich das in der unteren Abbildung angezeigte "Niederschlagsloch" über dem Säntis erklären.

Die Messungen vom Mai 1994 sollen die Auswirkungen der reduzierten Sichtbarkeithöhe illustrieren. 64 ANETZ-Stationen in der Schweiz haben an mindestens 15 Tagen Niederschlag gemessen. Dass der Niederschlag einigermaßen homogen gefallen ist, zeigt die Standardabweichung der ANETZ-Daten von 78mm bei einem Mittelwert von 187mm. In der dazugehörigen Abbildung 3-3 ist die Übereinstimmung von schlechter Sichtbarkeit mit Niederschlagsarmut im Radarbild für den Alpenkamm gut zu beobachten.

Beim Vergleich der beiden Sichtbarkeitskarten muß man auf Unterschiede achten. So wird zur Berechnung der optischen Sichtbarkeit der Radarstrahl als ideal gebündelt angenommen. Seine oben erwähnte in Wirklichkeit vorhandene Strahlöffnung von 1° wird nicht berücksichtigt. Die Strahlöffnung führt zu einem distanzabhängigen Auflösungsvermögen und zusammen mit dem vertikalen Profil zu einer distanzabhängigen Niederschlagsunterschätzung. Je größer die Distanz des Niederschlages zum Radargerät, desto größer wird der Höhenbereich, in welchem das Radar die Niederschlagsintensität schätzt.

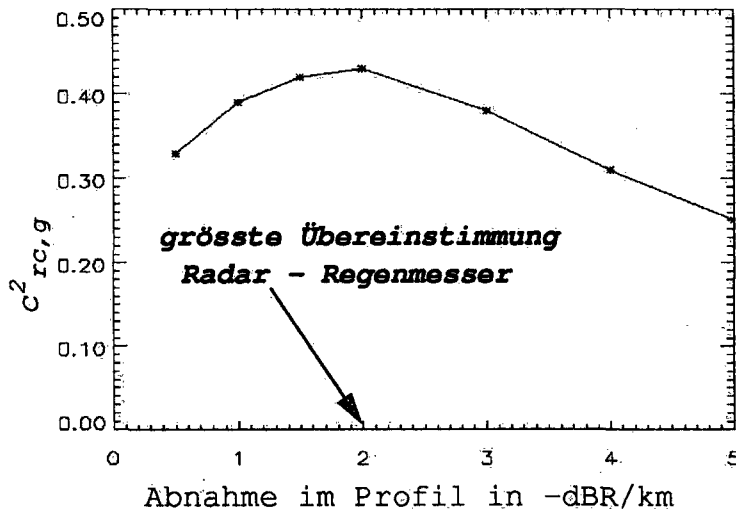


Abbildung 3-4: Wahl des Reflektivitätsprofil

Die Abbildung zeigt die Abhängigkeit des über die ersten fünf Fallstudien gemittelten $C^2_{rc,g}$ Bestimmtheitsmasses der Regression von korrigiertem Radarwert-Regenschnerwert von der Steigung des Profils der Sichtbarkeitskorrektur im Höhenbereich [0km,5km].

Die Sichtbarkeitskorrektur versucht, die aufgrund der reduzierten Sichtbarkeiten erfolgte Schätzung der Niederschlagsmenge (meist Unterschätzung) mit einem vertikalen Korrekturprofil zu berichtigen. Zur dessen Bestimmung können verschiedene Informationsquellen benutzt werden: Wetterklassifikation, klimatologische Information, Radiosonde oder die Radardaten selber (Collier, 1990). Einen Überblick geben Joss und Waldvogel (1989). Einen theoretischen Ansatz finden wir bei Andrieu und Creutin (1991 und 1995). Huggel (1994) diskutiert die Abhängigkeit der Ausprägung der Schmelzzone vom Tropfenspektrum. In den vorliegenden Untersuchungen werden zur Bestimmung des vertikalen Reflektivitätsprofils Radar- und Regenschnerdaten verwendet: Es wird ein vom Boden bis 5kmüM mit 2dBZ/km abnehmendes Profil angenommen (Abbildung 3-5). Dieses Profil führt im Mittelwert der ersten fünf Fallstudien (Kapitel 4.2. - 4.6.) zur größten Verbesserung, d.h. zum höchsten Bestimmtheitsmass $C^2_{rc,g}$ (Quadrat des Korrelationskoeffizien-

ten) (Abbildung 3-4). Bei konvektivem Niederschlag muß wegen besserer Sichtbarkeit weniger korrigiert werden, als bei stratiformem Niederschlag. Andererseits haben Regenschner am Boden in homogenem Niederschlag weniger Probleme, repräsentative Messungen zu liefern (Smith, 1990).

Die Abnahme von 2dBZ/km liegt in der Größenordnung, welche in der Literatur anzutreffen sind (Joss und Pittini, 1991: 1.8dBZ/km, Andrieu und Creutin, 1995: ca. 3dBZ/km). Zusätzlich zur Korrektur mit dem -2dBZ/km-Profil wurde in jeder Fallstudie das optimale Profil bestimmt (Abbildung 4-20). *Optimal* ist jenes Profil, welches im untersuchten Niederschlagsereignis zum höchsten Bestimmtheitsmass $c_{rv,g}^2$ Radardaten-Regenschnerdaten führt (Gleichung 3-2). Die Radardaten werden mit 104 (unten beschriebenen) verschiedenen Profilen korrigiert und es wird dasjenige Profil ausgewählt, welches nach einer linearen Regression zwischen den Regenschnerdaten und den entsprechenden, korrigierten Radardaten zum größten Bestimmtheitsmass $c_{rv,g}^2$ führt. Die Höhe über Meer ist quantisiert: Es werden nur 12 Höhengschichten von 1km Dicke betrachtet. Die Profile unterscheiden sich in drei Merkmalen: Die Höhe der Schmelzzone bbh , die Steigung m des mit der Höhe exponentiell abnehmenden Profils und eine Begrenzung des Korrekturfaktors, bezeichnet mit mf . Jedes Profil beinhaltet eine verschiedene Kombinationen dieser drei Merkmale.

Die auf der Höhe der Schmelzzone geschätzte Reflektivität ist wegen der Maximumdarstellung vielfach die höchste. Deshalb kann die Übereinstimmung mit den Regenschnern besser werden, wenn das Profil erst oberhalb dieser Höhe abnimmt. Diese Schmelzzonehöhe bbh beträgt in den verschiedenen Profilen 0, 1, 2 oder 3kmüM.

$$\begin{aligned}
 Z &= 300 \cdot R^{1.5} \\
 dBZ &= 10 \cdot \log\left(\frac{R}{mm \cdot h^{-1}}\right) \\
 dBZ &= 10 \cdot \log\left(\frac{Z}{mm^6 \cdot m^{-3}}\right) \\
 dBZ &= 1.5 \cdot dBZ
 \end{aligned}
 \tag{Eq. 3-7}$$

1 dBZ ~ 26%-Änderung in R oder 40%-Änderung in Z

1 dBZ ~ 17%-Änderung in R oder 26%-Änderung in Z

Das zweite Merkmal der Profile ist die Steigung m des Korrekturfaktors von der Schmelzzonehöhe bbh bis zur ganzzahligen Höhe (max. 5kmüM), in welcher der Korrekturfaktor kleinergleich der Faktorbegrenzung mf ist. Es werden dreizehn verschiedene Werte für die Steigung m gewählt ($0 \leq m < 2$). Die Steigung entspricht einer bestimmten Reflektivitätsabnahme mit zunehmender Höhe. Man kann diese in dBZ/km und dBZ/km

angeben oder in prozentualer Änderung der Niederschlagsintensität R und in prozentualer Änderung der Reflektivität Z (Gleichung 3-7).

Die Faktorbegrenzungen mf ist das dritte Merkmal. Der größte zur Anwendung kommende Korrekturfaktor ist kleinergleich der Faktorbegrenzung mf . Es werden zwei verschiedene Faktorbegrenzungen mf gewählt: 5 und 30. Das Korrekturprofil $k(h)$ im Bereich $bbh < h < mh$, wobei $k(mh) \leq mf$, wird dabei mit der folgenden exponentiellen Funktion beschrieben:

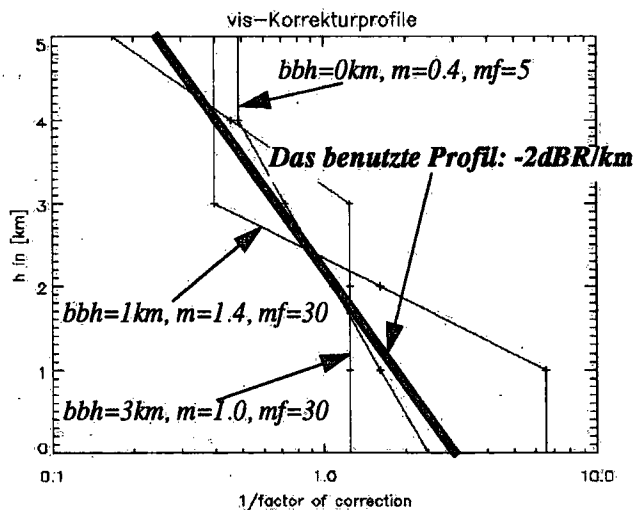
$$k(h) = e^{-(m \cdot h)} \cdot \text{Eichfaktor} \quad \text{Eq. 3-8}$$

Die Sichtbarkeitskorrektur beinhaltet einen Eichfaktor der Radarwerte. Dieser wird so bestimmt, dass nach der Korrektur der Mittelwert der über den Regenmessern geschätzten Radarniederschlagswerte mit dem der Regenmesserdaten übereinstimmt. Die Eichung hat eine Parallelverschiebung des Profils in Richtung x-Achse zur Folge. Sie hat auf die Korrelation mit den Regenmesser sowie auf die anschließende Untersuchung des Orographieinflusses keinen Einfluß. Sie ist aber bei quantitativen Vergleichen verschiedener Niederschlagsereignisse von Bedeutung. In der Abbildung 3-5 sind drei der 104 Profile sowie das in allen Fallstudien benutzte eingezeichnet. Dabei sind bei den vier Profilen für $h=0$ vier verschiedene Werte abzulesen. Diese beinhalten die Eichung (Gleichung 3-8). Werte am Boden werden verkleinert, um die bei Werten aus schlechtsichtbaren Pixel (großes h) angewendeten Faktoren > 1 zu kompensieren, so dass der Mittelwert der korrigierten Radarwerte dem der Regenmesserdaten entspricht.

Beispielsweise bei Smith (1990) kann die Korrektur mit mittleren täglichen Profilen den Bias Radarwerte-Regenmesserwerte um fast 50% reduzieren. Wie sich verschiedene Profile in den vorliegenden Untersuchungen auf die Übereinstimmung Radardaten - Regenmesserdaten auswirken können, wird im Kapitel 4.5.2. in der Abbildung 4-8 illustriert. Auch mit den distanzabhängigen, durchschnittlichen Niederschlagswerten der im Kapitel

Abbildung 3-5: Verschiedene Profile des Korrekturfaktors

In der Figur sind verschiedene Profile eingezeichnet. Das verwendete Profil ist fett dargestellt. Es setzt im Höhenbereich [0km, 5km] eine Abnahme der Reflektivität von 2dB/km voraus. Die Bedeutung der Merkmale bbh , m und mf ist im Text beschrieben.



3.4. definierten Kreisringe, kann man die Höhenabhängigkeit des Echoprofils abschätzen. Die in Abbildung 3-6 in logarithmischer Darstellung lineare Abnahme der Niederschlagsmengen mit der Distanz hat verschiedene Ursachen: Abnahme der optischen Sichtbarkeitshöhe, Öffnung und Abschwächung des Radarstrahles. Um den Gradienten des vertikalen Reflektivitätsprofils abzuschätzen, kennt man einerseits die Regenmenge und andererseits die optische Sichtbarkeitshöhe, in welcher die Regenmenge gemessen wurde (ohne Berücksichtigung der Strahlöffnung). Man kann aus der Abbildung 3-6 folgende Daten gewinnen:

Bei $d=10\text{km}$ ist $\text{vis}=1.0\text{km}$ und $R=41\text{mm}$ ($\log(p)=1.6$) oder ca. 49.0dBZ .

Bei $d=60\text{km}$ ist $\text{vis}=2.4\text{km}$ und $R=25\text{mm}$ ($\log(p)=1.4$) oder ca. 45.8dBZ .

Das ergibt in einem 60km Umkreis (60km ist die mittlere Distanz der Regenmesser zum näheren Radargerät) eine Abnahme von ungefähr 2.3dBZ/km oder 1.5dBR/km Höhe. Dies bestätigt die Größenordnung des verwendeten Profils mit einer Abnahme von -2dBR/km .

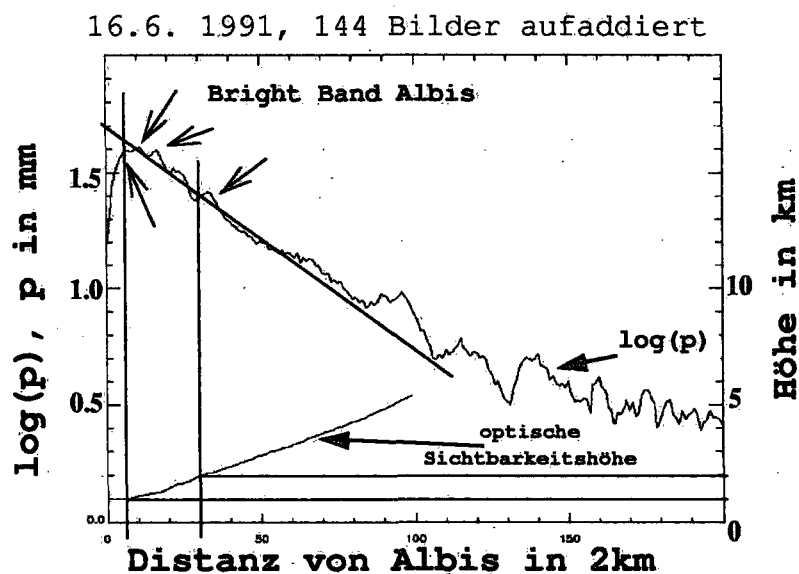


Abbildung 3-6: Abnahme der Regenintensität mit zunehmender Distanz vom Radar

Die Abbildung entspricht der in Abbildung 3-9 geschilderten Situation und zeigt die vom Radar (Albis und La Dôle) gemessene Regenmenge (logarithmisch) und die berechnete Sichtbarkeit (Albis alleine, linear) in Abhängigkeit von der Entfernung vom Albis (siehe Kapitel 3.4.). Daraus berechnet sich eine mittlere Abnahme der Niederschlagsmenge p mit der Höhe des tiefsten erfaßten Volumens von ca. -1.5dBR/km , was etwa $-30\%/km$ entspricht.

3.3. Interpolation

Radarwerte nahe Null werden mit der oben beschriebenen Sichtbarkeitskorrektur wegen der Faktorbeschränkung nicht korrigiert. Sie bleiben als niederschlagsarme Pixel ("Löcher") im Radarbild erhalten. Im zweiten Korrekturschritt wird ein auf dem Kontinuitäts-

prinzip basierender Interpolationsalgorithmus angewendet. Dieser reduziert Löcher, in denen die Sichtbarkeit schlecht ist. Die Interpolation geht von West nach Ost. Ist die Anzahl von schlecht sichtbaren Pixel größer als 10 (= 20km), so wird die Interpolation weggelassen. Die Sichtbarkeithöhe für die Definition von schlecht sichtbaren Pixel wird variiert. Es wird jene gewählt, welche die höchste Übereinstimmung mit den Daten der Regenmesser bewirkt (siehe Abbildung 4-5b). In den meisten untersuchten Niederschlagsereignissen war diese Sichtbarkeithöhe 3km M.

In der Abbildung 3-7a) sieht man in einem Ausschnitt vom Radarbild vom 22.9.93 die Daten vor der Interpolation. Die Abbildung b) zeigt, in welchen Pixeln die Sichtbarkeit schlechter als 3km ist und somit die Interpolation angewendet wird. Wenn man die Abbildung a) mit der in c) mit dem Auge vergleicht, könnte man eine aufgrund der Interpolation erfolgte Verbesserung der Daten in Frage stellen. Der Grund, dass es auch im interpolierten Bild in der Abbildung c) einzelne Löcher gibt, liegt u.a. an der Definition von „schlecht sichtbar“ und an der Tatsache, dass bei mehr als 10 nebeneinander liegenden Pixeln auf die Interpolation verzichtet wird. Es gilt auch zu beachten, dass die Interpolation oberhalb der Sichtbarkeitsgrenze die Sichtbarkeitskorrektur in gewissen Pixeln wieder aufhebt.

Kann eine Interpolation im eindimensionalen, welche von W nach O laufende „Fäden“ hinterläßt, überhaupt die Radardaten näher an den in der Natur vorhandenen Niederschlag bringen? Eine solche Frage ist berechtigt und zeigt die Grenzen des hier benutzten Verfahrens auf. Die hier verwendete Interpolation muß als einen ersten Schritt betrachtet werden. Ihre Verbesserung beispielsweise durch eine zweidimensionale Interpolation, bleibt nach dieser Arbeit als eine zu lösende Aufgabe bestehen.

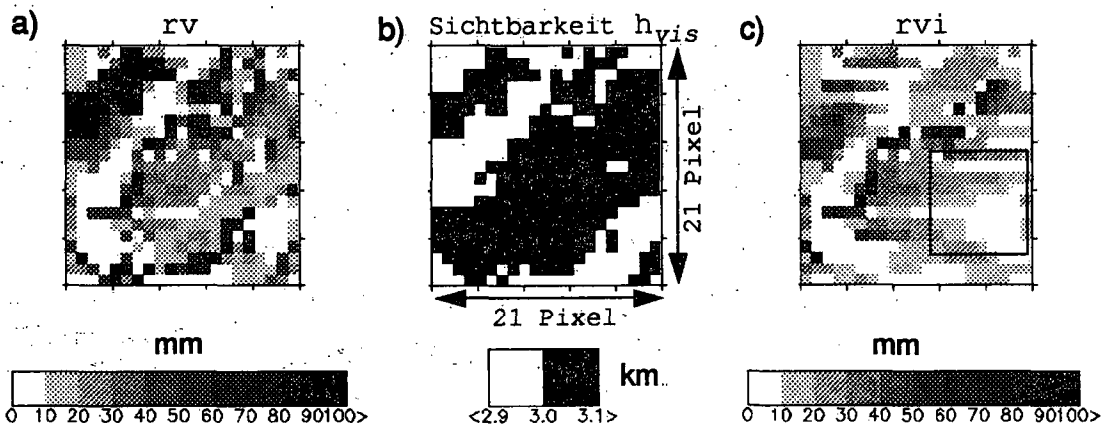


Abbildung 3-7: Interpolation

Links der sichtbarkeitskorrigierte Niederschlag ohne Interpolation, vom 22.9.93 (Ausschnitt 21x21Pixel südlich Genf), in der Mitte die Sichtbarkeit (optische und Bodenechos), rechts der Niederschlag nach der Interpolation. Die Interpolation von W nach O und wird in den über 3km sichtbaren Pixeln (schwarze Pixel in Abbildung b)) und nicht über mehr als 10 Pixel hinweg angewendet. Das in c) eingezeichnete Quadrat zeigt die Größe des Gebietes, über das gemittelt wird (für Abbildung 3-12).

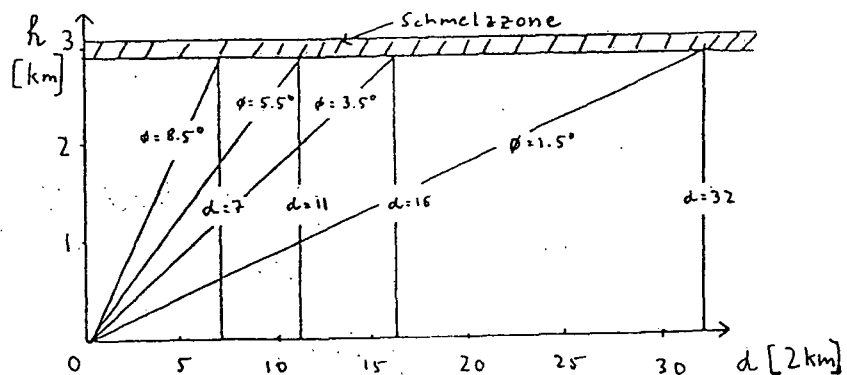
3.4. Schmelzzonenkorrektur

Die dritte Korrektur ist die Schmelzzonenkorrektur. Die unten beschriebene Schmelzzone kann in Verbindung mit dem Verfahren der Datenanalyse *Ringe* um die Radarstation verursachen. Man findet in der Literatur verschiedene Ansätze zu deren Korrektur. Hardaker et al (1993) und Smith (1983) verwenden das vertikale Profil der Reflektivität. Der im folgenden vorgeschlagene Korrekturalgorithmus basiert hingegen nur auf der Annahme der räumlichen Homogenität der Radardaten und verwendet kein vertikales Profil und keine Radartheorie.

Die Regentropfen- und Schneeflockendimensionen (im Normalfall 0.1 bis 5mm) sind im Vergleich zur Radarwellenlänge (5.5cm) klein. Deshalb kann die Streuung der Radarstrahlung an den Hydrometeoren innerhalb von ca. einem Faktor zwei mit der *Rayleigh-Streuung* approximiert werden. Bei Rayleigh-Streuungen hängt der Wirkungsquerschnitt von der 6. Potenz des Durchmessers des Streuers ab. Dies führt zusammen mit der Annahme einer stochastischen Verteilung der Hydrometeoren im Raum zu einer D^6 -Abhängigkeit der beim Radar auftreffenden mittleren Leistung (siehe Kapitel 2.2.). Gleichzeitig streuen trockene Schneeflocken weniger als ein ihnen wasseräquivalenter Wassertropfen, da die Dielektrizitätskonstante von Eis kleiner ist, als diejenige von Wasser: $K_{Eis}^2 \cong \frac{1}{5} \cdot K_{Wasser}^2$. Dieser Effekt wird teilweise durch die gegenüber Wassertropfen kleinere Fallgeschwindigkeit der Schneeflocken kompensiert.

Abbildung 3-8: Elevationswinkel, Schmelzzone und Ringradien

Die Zeichnung illustriert die Abhängigkeit der Distanz d zum Radar vom Elevationswinkel ϕ und von der Höhe h der Schmelzzone. Dabei ist die Skala der y-Achse im Vergleich zu der x-Achse 10 Mal überhöht gezeichnet.



Durchfallen Schneeflocken auf ihrer Reise zur Erde die 0° -Grenze, so bildet sich beim Schmelzen an ihrer Oberfläche eine feine Wasserschicht, welche das Zusammenkleben von Flocken fördert und damit die für die Reflexion massgebende Dielektrizitätskonstante wie auch den Durchmesser stark ansteigen läßt. Beides erhöht die Reflektivität und die mit der Z-R Beziehung geschätzte Regenintensität (Gleichung 2-8). Die Höhenschicht, in welcher dieses Phänomen vorkommt, nennt man *Schmelzzone* oder *Bright Band*. Im unten

untersuchten Beispiel liegt sie in einer Höhe von ca. 3kmüM und ist wenige hundert Meter dick. Sie verursacht in gewissen Distanzen um die Radarstation Ringe von lokal höherer Intensität. Ursachen, dass die Schmelzzone zu sichtbaren Ringen führt, sind

- 1) die Diskretisierung der Elevationen des Radarstrahls beim Abtasten des Volumens mit dem Verzicht von gewissen Elevationen für Messungen in Radarnähe (d.h. große Elevationen in kleiner Höhe) und
- 2) die Bilddarstellung mit Projektion der maximalen Intensität (*Maximumprinzip*).

Der Radius der Ringe entspricht der horizontalen Distanz d_ϕ , in welcher der Radarstrahl mit Elevation ϕ in die Schmelzzone auf der Höhe h über Meer trifft ($d_\phi = h \tan(\phi)$, Abbildung 3-8). Zur Korrektur nimmt man an, dass die Niederschlagsverteilung keine konzentrischen Strukturen um eine Radarstation bildet. Wieso soll das Wetter „wissen“, wo sich die Radarstation befindet? Mit der Korrektur wird dafür gesorgt, dass die mittlere Niederschlagsmenge unabhängig von der Distanz ist. Alle radialen Strukturen sind von der Korrektur nicht betroffen und sind auch im korrigierten Bild zu finden. Die Korrektur wird im folgenden am Beispiel Albis illustriert (Abbildung 3-9).

Für das gewählte Niederschlagsereignis wird zunächst die durchschnittliche Niederschlagshöhe \bar{p} aller in einem Kreis K um Albis (Radius 60km) liegenden N_K Pixel berechnet (Gleichung 3-10). Dann wird in jedem 2km breiten Ring R_d mit Radius d die durchschnittliche Niederschlagsmenge $p(d)$ bestimmt (Gleichung 3-9, Abbildung 3-10).

16.6. 1991, 144 Bilder aufsummiert, unkorrigiert

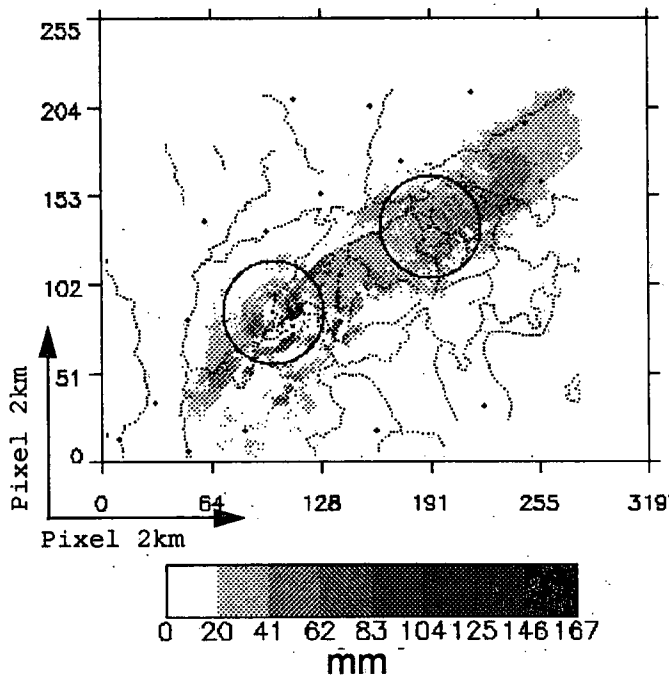


Abbildung 3-9: Konzentrische Strukturen

Die Abbildung zeigt den von den beiden Radarstationen gemessenen und aufsummierten Niederschlag vom 16.6.1991 in mm. Dabei sind die durch die Schmelzzone und die Datenanalyse verursachten Ringe um Albis zu sehen, etwas weniger deutlich die um die Radarstation La Dôle. Die beiden Kreise mit Radius 60km um die Radarstationen sollen die Gebiete bezeichnen, in welchen die Schmelzzone-Korrektur angewendet wird.

Ringe mit hoher mittlerer Intensität werden mit einem Korrekturfaktor c_f kleiner 1, solche mit unterdurchschnittlicher Intensität mit einem Korrekturfaktor größer 1 multipliziert: $c_f(d) = \sqrt{\bar{p}/p(d)}$. Die Wurzel soll die Korrektur abschwächen. Man möchte damit einen Kompromiß zwischen keiner und einer zu starken Korrektur finden. Beispiel: Der Korrekturfaktor für alle Pixel mit dem Abstand zwischen 6 und 6.99 Pixel vom Albis beträgt beispielsweise 0.88 ($= \sqrt{30.5/39.6}$), d.h. alle Pixel im Ring zwischen 12 und 14km von Albis werden bei der Korrektur mit dem Faktor 0.88 multipliziert.

$$p(d) = \frac{1}{N_R} \cdot \sum_{j, p_j \in R_d = R}^{N_R} p_j \quad \text{Eq. 3-9}$$

$$\bar{p} = \frac{1}{N_K} \cdot \sum_{i, r_i \in K}^{N_K} p_i \quad \text{Eq. 3-10}$$

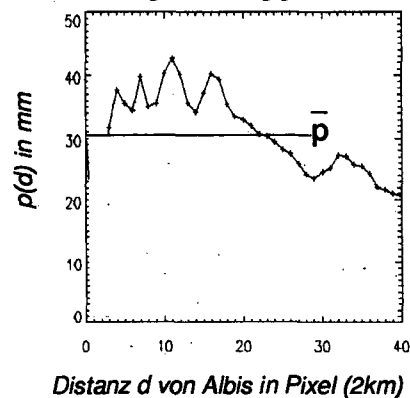
Korrigiert man den um Albis markierten Ausschnitt, werden die Ringe abgeschwächt (Abbildung 3-11). Die Tatsache, dass sie nicht vollständig verschwinden, hat drei Gründe: Erstens stellen die Strukturen im unkorrigierten Bild nur dann exakte *Kreisringe* dar, wenn die Schmelzzone überall und auf der gleichen Höhe und gleich stark ausgeprägt anzutreffen ist. Zweitens wurden die Distanzen vom Radargerät Albis quantisiert. Dies kommt in der Abbildung 3-11b zum Ausdruck, wo die Gebiete mit gleichem Korrekturfaktor nicht exakten Kreisringen entsprechen. Nahe beim Radar besitzen sie sogar eine quadratische Form. Mit diesem Korrekturbild ist es nicht möglich, kreisförmige Strukturen vollständig zu eliminieren. In diesem Punkt ist die Korrektur verbesserungsfähig und mit einer feineren Quantisierung könnte das Problem vermindert werden. Drittens wurde nicht voll korrigiert. Auch für diese Korrektur werden Verbesserungen in Zukunft ange-regt.

Abbildung 3-10: Abhängigkeit Niederschlag-Distanz

Die Graphik zeigt die Situation innerhalb des Kreises um Albis in Abbildung 3-9. Auf der x-Achse ist die Distanz von Albis in Einheiten von 2km, auf der y-Achse die durchschnittliche Regenhöhe im entsprechenden Kreisring in mm aufgetragen. \bar{p} ist der Mittelwert aller in einem Kreis von 60km Radius um Albis liegenden Pixel.

Bei den Distanzen 4, 7, 11, 16 und 32 Pixel kann man lokale Maxima beobachten, welche durch die Schmelzzone und den erwähnten Abtastvorgang verursacht wurden. Jedes dieser Maxima entspricht einer bestimmten Elevation, z.B. das bei $d=7$ Pixel der Elevation 8.5° (Tabelle 3-1).

Niederschlag in Abhängigkeit von d



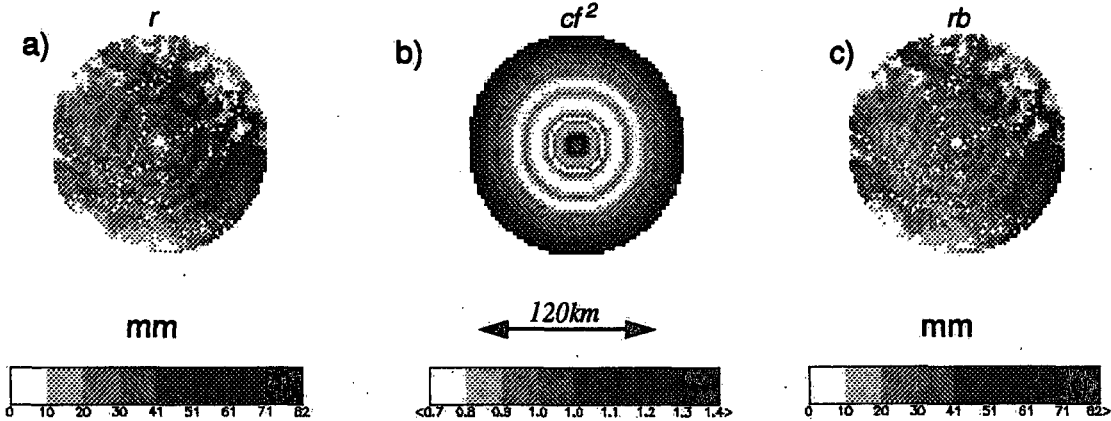


Abbildung 3-11: Korrektur der konzentrischen Strukturen um Albis

Die drei Ausschnitte entsprechen dem in der Abbildung 3-9 dargestellten Kreis um Albis (ohne Overlay und gespiegelt). Man sieht in der Abbildung a) "dunkle" Ringe um die Station Albis, welche den Gebieten entsprechen, wo aufgrund der Schmelzzone und dem Analyseverfahren der Radardaten überdurchschnittlich viel Regen geschätzt wurde.

Aus dem im Text beschriebenen Algorithmus resultiert die Korrekturmatrix in der Abbildung b). Die Abbildung c) ist der korrigierte Niederschlag rb , er entspricht der Abbildung a) multipliziert mit dem Korrekturfaktor der Abbildung b): $a) \cdot \sqrt{b) = c)$.

	R	B	C	D	E	F	G	H
1	Berechnungen der durch die Schmelzzone verursachten Ringradien:							
2								
3	phi	h über Erde	d von Albis in [km]	d von Albis in [Pixel]			Ringradii phi	
4		(Erdkrümmung)					gemessen	
5		0°: 3.0km	0°: 2.9km	0°: 3.1km	0°: 2.9km	0°: 3.1km	in [Pixel]	
6								
7	34.20	0.00	2.87	3.16	1.44	1.58		34.20
8	28.60	0.00	3.43	3.79	1.72	1.89		28.60
9	25.30	0.00	4.13	4.55	2.06	2.27		25.30
10	21.60	0.00	4.92	5.43	2.46	2.71		21.60
11	18.30	0.00	5.89	6.50	2.95	3.25		18.30
12	15.50	0.00	7.02	7.74	3.51	3.87		15.50
13	13.00	0.00	8.43	9.28	4.21	4.65		13.00
14	11.00	0.01	10.00	11.03	5.00	5.51		11.00
15	9.50	0.01	11.60	12.79	5.80	6.40		9.50
16	8.50	0.01	12.97	14.31	6.49	7.18	7.00	8.50
17	7.50	0.02	14.70	16.22	7.35	8.11		7.50
18	6.50	0.02	16.94	18.70	8.47	9.35		6.50
19	5.50	0.03	19.96	22.04	9.98	11.02	11.00	5.50
20	4.40	0.04	24.77	27.37	12.39	13.69		4.40
21	3.50	0.07	30.74	34.01	15.37	17.01	18.00	3.50
22	2.50	0.14	41.51	46.09	20.76	23.05	21.00	2.50
23	1.50	0.38	59.85	67.48	29.92	33.74	32.00	1.50
24			$=((2.05/\tan(A7))^2)/16000$		$=C/2$			
25			$=(2.9-0.95-B7)/\tan(A7)$			$D7/2$		
26			mit $B7=d^2/2R$	$=(3.1-0.95-B7)/\tan(A7)$				$=A7$
27			und $d=2.05/\tan A7$					

Tabelle 3-1: Berechnung der elevationsabhängigen Radien

Die Tabelle zeigt einige Resultate der Berechnung der elevationsabhängigen Ringradien. Es wurden die theoretischen Ringradien bei zwei verschiedenen 0°-Grenzen (Radiosondierungen Stuttgart) mit jenen in der Abbildung 3-10 abgelesenen Radien verglichen. Beispielsweise entspricht das bei 7Pixel Distanz wahrscheinlich der Elevation 8.5°, denn der Radarstrahl mit einer Elevation von 8.5° durchstößt die 2900 müM hohe 0°-Grenze in 6.49Pixeln zu je 2km, die auf 3100müM gelegene in 7.16Pixeln Distanz (Rahmen).

Es ist zu beachten, dass sich die Radarstation Albis auf ca. 950müM befindet und dass die Erdkrümmung berücksichtigt wurde.

3.5. Glätten

Im vierten Korrekturschritt werden die Radardaten geglättet. Dazu wird der Pixelwert im Zentrum jedes 9x9Pixel grossen Quadrates durch den Mittelwert aller sich im Quadrat befindenden Pixel ersetzt.

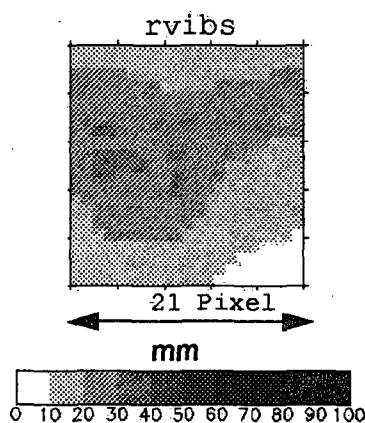


Abbildung 3-12: Glätten

In der Abbildung 3-7c) ist eine Fläche von 9x9Pixel eingezeichnet. Der Wert des Zentrumspixel des Quadrates wird beim Glätten durch dessen Mittelwert ersetzt. Man ersetzt so jeden Pixelwert des ganzen Bildes mit dem entsprechenden Mittelwert des umliegenden 9x9Pixel grossen Quadrates. Die letzten beiden Abbildungen von Abbildung 3-13 zeigen den grossräumigen Effekt der gewählten Glättung.

Das Ziel ist, den Einfluß von störender Feinstruktur zu vermindern. Diese Feinstruktur kann sowohl durch Bodenechos wie auch aufgrund von Bodenechoausblendung entstandenen „Löcher“ verursacht worden sein, welche durch die vorausgegangenen Korrekturen nicht eliminiert werden konnten (Abbildung 3-12). Ein einfaches Glätten mit seinen Vor- und Nachteilen wird in Galli (1984) beschrieben. Boesch (1993) verwendet mehrere Glättungsverfahren, sogenannte Filtrierungen.

Man muß die Quadratgröße wählen, über welche die Daten geglättet werden. Für diese Wahl ist die Übereinstimmung mit den Daten der Regenmesser ausschlaggebend. Dabei wurde nicht eine konsequente Minimierung der Reststreuung gesucht, sondern ein Kompromiß zwischen Nutzen und Schaden der Korrektur angestrebt. Von Nutzen ist, wenn das Glätten z.B. die aufgrund von Bodenechos entstandene Variabilität reduziert. Unerwünscht ist hingegen ein „Wegglätten“ der orographisch verursachten Variationen. Man darf nicht Opfer folgender Tatsache werden: „Je stärker man glättet, desto weniger muß man verstehen, desto weniger muß man erklären.“

Bei der Untersuchung der verschiedenen Niederschlagsereignisse wurde meistens ein Glättungsquadrat von $18 \times 18 \text{ km}^2$ gewählt (vgl. Abbildung 4-5c). Aus der Größe des Glättungsgebietes könnte man folgern, dass sich orographische Einflüsse auf den Niederschlag in der Größenordnung von 20km abspielen. Dagegen sprechen aber Niederschlagsverteilungen auf der Alpensüdseite, in denen man oft große räumliche Gradienten im Kilometerbereich erkennen kann (Abbildung 1-3).

Ein Teil des Glättens kann mit dem horizontalen Drift der fallenden Regentropfen gerechtfertigt werden. Fallen Regentropfen mit einer vertikalen Geschwindigkeit von $v_f =$

3ms^{-1} und bei einem (horizontalen) Wind von $u = 10\text{ms}^{-1}$ durch eine Wolke der Höhe $h_c = 2\text{km}$, so werden sie während dem Fall mit einer Drift von 6.6km horizontal abgelenkt ($\text{Drift} = \frac{h_c \cdot u}{v_f}$).

3.6. Illustration aller vier Korrekturen

Die Abbildung 3-13 illustriert die schrittweise Veränderung der Radardaten nach jeder Korrektur. Das Bestimmtheitsmass $c_{r,g}^2$ der linearen Regression Radardaten-Regenmesserdaten ist als Maß der Qualitätsverbesserung der Radardaten angegeben. Man kann beobachten, dass die Korrekturen die Niederschlagsmengen rund um die Radarstationen vermindern. Grund dafür ist, dass bei der Sichtbarkeitskorrektur die Radarwerte im Mittel in Übereinstimmung mit den Regenmessern gebracht werden und bei den anschließenden Korrekturen der Mittelwert des ganzen Composite konstant gehalten wird (Überbewertung in der Nähe, Unterbewertung in der Ferne!).

Außer dem Glätten, scheinen die Korrekturen die Daten wenig zu verändern. Betrachtet man aber die lineare Korrelation zwischen den Radardaten und den Regenmesserdaten und nimmt man das Quadrat des Korrelationskoeffizienten als Maß für die Qualität der Radardaten, so erkennt man eine signifikante Verbesserung: Das $c_{r,g}^2$ steigt von 0.11 mit den unkorrigierten auf $c_{rc,g}^2 = 0.65$ mit den korrigierten Radardaten.

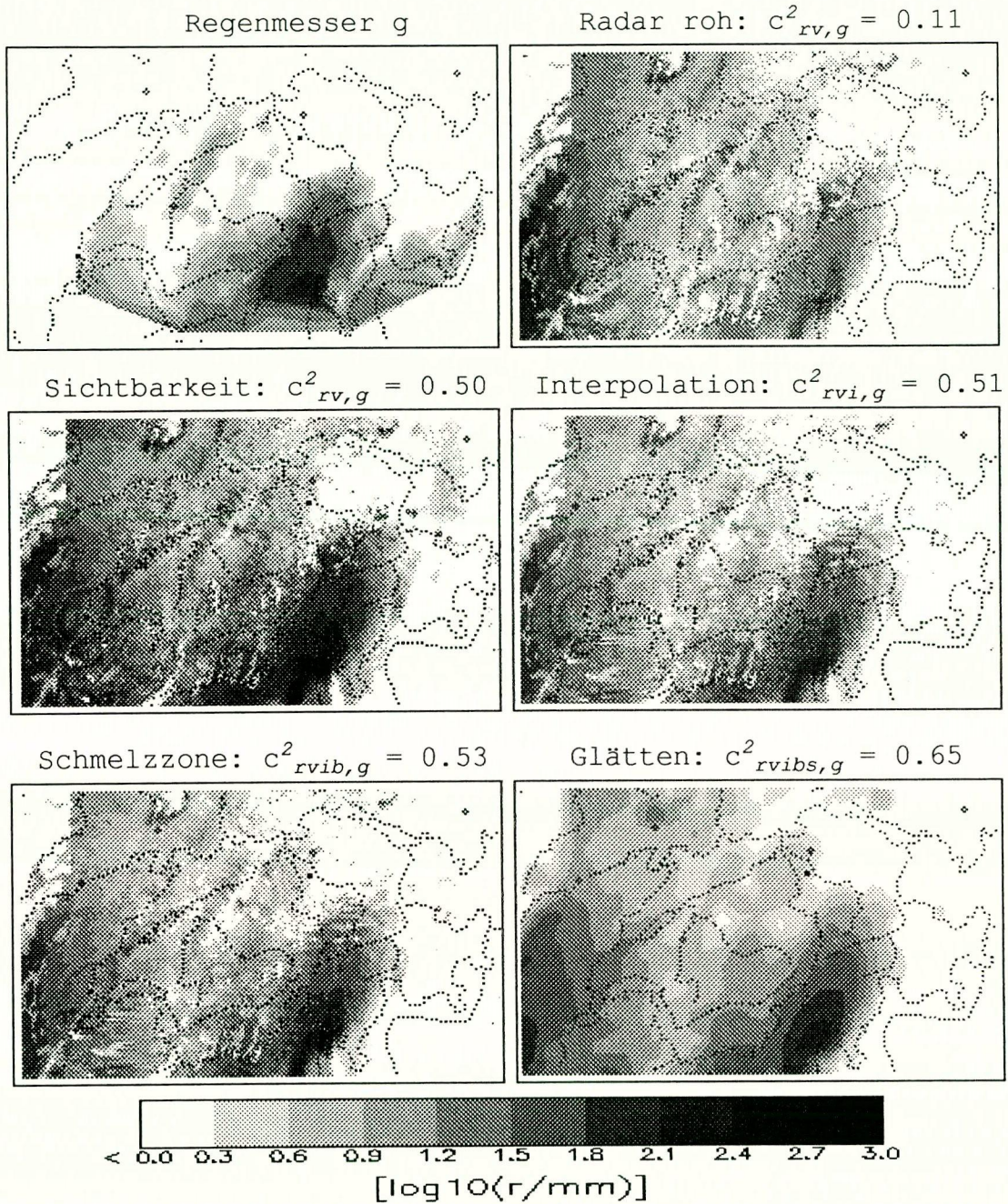


Abbildung 3-13: Illustration aller Korrekturen

Die Abbildungen illustrieren die vier Korrekturen anhand des Beispiels vom 22.9.1993 in einem die Schweiz umfassenden Ausschnitt. Oben links ist der von den Regenmessern gemessene und interpolierte Niederschlag g , oben rechts der vom Radar geschätzte und unkorrigierte (rohe) Niederschlag r dargestellt. Die vier unteren Abbildungen illustrieren die schrittweise Veränderung der Radardaten mit jeder Korrektur. Die Bedeutung der Variablen ist in Kapitel 3.1. angegeben. Es wurde eine logarithmische Skala gewählt, um Variationen in den kleinen Niederschlagsmengen besser zum Vorschein kommen zu lassen.

4. Fallstudien

4.1. Übersicht

Die Orographie hat bei den drei Niederschlagstypen *konvektiv*, *frontal* und *orographisch* einen Einfluß auf die Niederschlagsverteilung (Smith, 1986). Während bei den ersten beiden Typen dieser Einfluß indirekter Art ist, verursacht das Gelände beim orographischen Niederschlag die Luft *direkt* zum Aufsteigen und Abkühlen (Kapitel 1.1.) Die für die vorliegenden Untersuchungen gewählte multiple Regression ist nicht auf die Zusammenhänge Orographie-Konvektion und Orographie-Fronten ausgerichtet, sondern auf klein- und grossräumige Staueffekte, auf das orographisch bedingte Anheben der Luftmassen. Bei der Auswahl der Fallstudien wurde auf zwei Bedingungen geachtet:

- 1) Die grossräumige Wetterlage sollte in den Alpen während mindestens *zwei Tagen* eine *Stausituation* verursacht haben (Nord-oder Südtau). Dies vereinfacht die Definition einer Windrichtung für ein größeres Gebiet ($200 \times 200 \text{ km}^2$) und über einen größeren Zeitraum (24h oder 48h).
- 2) Es müssen *vollständige Radardaten* vorhanden sein.

Um die Wetterlage kurz und informativ anzugeben, wird die Grosswetterlagen-Klassifikation nach Perret benutzt. Perret paßt die Klassifikation von Hess-Brezowsky an die schweizerischen Verhältnisse an (Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 1969, Nr.133, Bd.15). Er definiert 31 Klassen und benutzt sowohl Bodenwetterkarten als auch die 500hPa-Höhenwetterkarten. Seine Definitionen basieren hauptsächlich auf zwei Kriterien:

- 1) Strömungsrichtung (NE, E, ..., NW, N)
- 2) Zyklonalität (antizyklonal, indifferent, zyklonal)

Die Klassierung nach einer Kombination dieser beiden Kriterien mit weiteren, hier nicht erwähnten Merkmalen, ergeben die Grosswetterlagen. Die Klassifikation ist in Alpenwetterstatistik (1985) ausführlich beschrieben.

Die Untersuchungen der ausgewählten Fallstudien sind jeweils in gleicher Art aufgebaut und präsentiert. In jedem der folgenden Unterkapitel ist ein erster Teil den **Korrekturen der Radardaten** und dem Vergleich mit den Regenmesserdaten gewidmet. Ein zweiter Teil befaßt sich mit dem **Einfluß der Orographie** mit Hilfe der multiplen Regressionsgleichung $p = k_1 \cdot h + k_2 \cdot vv + k_3 \cdot vvl$. Dabei hat man es mit zwei verschiedenen Reststreuungen und Korrelationskoeffizienten zu tun. Das erste Paar Reststreuung/Korrelationskoeffizient (s_g und $c_{r,g}$) stammt von der linearen Regression Radarwerte-Regenmesserwerte. Das zweite Paar (s_f und m_{cc}) beschreibt Reststreuung und Korrelationskoeffizienten der multiplen Regression für die Untersuchung der Zusammenhänge Radarwerte-Orographie.

In allen Fallstudien wurden die gleichen Korrekturen angewendet. Zur Rechtfertigung der Korrekturparameter und zur Untersuchung der Sensibilität sowohl der Übereinstimmung mit den Regenmessern wie auch der Orographieuntersuchungen, wurden *ausgewählte* Abhängigkeiten untersucht. Dies sind erstens Abhängigkeiten der Korrelation (s_g und $c_{r,g}$) von allen Korrekturen (16.2.90 und 22.9.93), von der Interpolation (28./29. 6.91) und von der Größe des Glättungsgebietes (28./29. 6.1991). Es sind zweitens Abhängigkeiten des Orographieeinflusses von der horizontalen Windrichtung (16.2.90 und 24./25. 1.94), von der Datenquelle (22.9.93), von der Größe des Glättungsgebietes (22.9.93) und von der Wahl des Untersuchungsgebietes (22.9.93 und 24./25. 1.94).

Kapitel 4.2. bis 4.6. beschreiben die ersten fünf Fallstudien (exploratorischer Teil). In Kapitel 4.7. werden die daraus gewonnenen optimalen Korrekturen auf fünf weitere Fallstudien angewendet (konfirmativer Teil). Damit soll gezeigt werden, wie gut sich die vorgeschlagenen Korrekturen auf ein beliebiges Niederschlagsereignis übertragen lassen und wieviel der Niederschlagsvarianz danach mit der Varianz des Geländes korreliert. Im Kapitel 4.8. sind alle zehn Niederschlagsereignisse zusammengestellt: Die Korrekturen und deren Verbesserungen (Tabelle 4-13) und die Resultate der Untersuchungen zum Orographieeinfluß (Tabelle 4-14).

4. 2. Februar 16, 1990 (NW)

Die Grosswetterlage vom 16.2.90 klassiert Perret als eine zyklonale Nordwestlage (n°4b oder NWZ). Die größten Niederschlagsmengen wurden im Wallis (les Marécottes: 43mm) und in den Zentralalpen (Gütsch: 33mm) registriert. Weniger Niederschlag erhielt die Ostschweiz (Maximum auf dem Säntis: 23mm), praktisch kein Niederschlag wurde im äussersten Norden (Basel: 1mm) und auf der Alpensüdseite (Lugano: 0mm) registriert. Die Nullgradgrenze befand sich auf ca. 1500müM (Abbildung 4-1).

Datensatz	Beschreibung	stdev in mm	avg in mm	stdev / avg	$c_{r,g}^2$	s_g
g (cond)	354 Regenmesser	7.6	10.6	0.72	-	-
r (cond)	Original Radarniederschlag	5.2	4.7	1.11	0.14	0.67
rvibs = rc (cond)	Korrigierter Radarniederschlag	11.2	10.3	1.09	0.45	0.54

Tabelle 4-1: Vergleich Regenmesser / Radar, 16.2.90

Die Tabelle illustriert die durch die vier Korrekturen erfolgte Erhöhung der Übereinstimmung zwischen Radardaten und Regenmesserdaten für den 16.2.90. Die Bedeutung der Variablen ist im Text sowie im Kapitel 3.1. erklärt.

In der Tabelle 4-1 steht das g für die Regenmesserdaten, das r für unkorrigierte Radardaten, das v für die (zusätzliche angewendete) Sichtbarkeitskorrektur, das i für die Interpolation, das angefügte b für die Schmelzzonenkorrektur und das s in der untersten Zeile soll andeuten, dass die Daten geglättet wurden. Die Auswertungen erfolgte nur mit den Daten der 354 Regenmesser, welche gut sichtbar sind und wie auch das entsprechende Radarpixel Niederschlag gemessen haben ($cond$ in Gleichung 3-3).

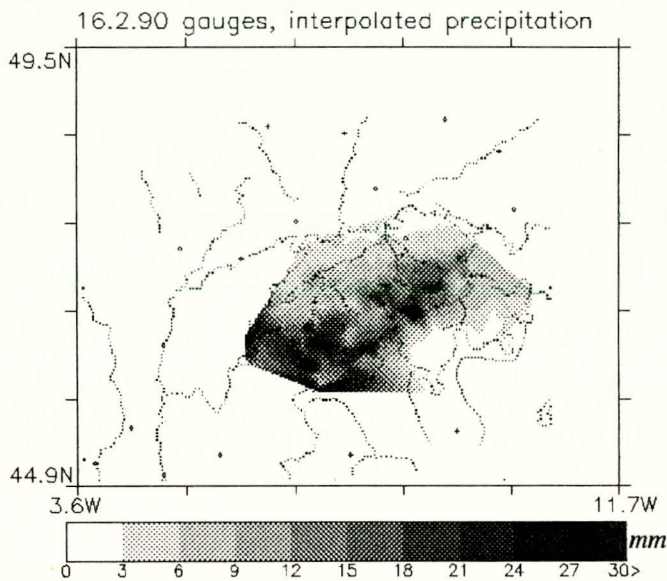


Abbildung 4-1: Niederschlagsverteilung Regenmesser vom 16.2.90

Die Niederschlagswerte der 466 Regenmesser wurden innerhalb von Dreiecken einer Delaunay-Triangulation der Ebene interpoliert, welche die Regenmesser als Eckpunkte gebraucht (Kapitel 2.5.4.). Die abrupten Änderungen außerhalb der Schweiz sind auf die Tatsache zurückzuführen, dass für die Interpolation nur die Daten der Schweizerischen Regenmesser gebraucht wurden.

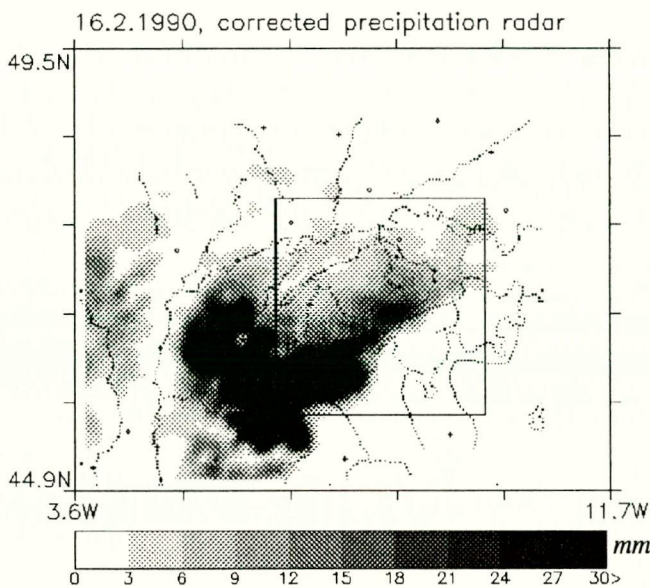


Abbildung 4-2: Korrigierte Niederschlagsverteilung Radar vom 16.2.90

Die Variationen der Orographie korrelieren im markierten Ausschnitt mit 42% der Variationen des korrigierten Radarniederschlages. Die Variationen der Geländehöhe und der grossräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit korrelieren dabei je mit ca. 20%, die Variationen der kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit etwa mit 6% (siehe Tabelle 4-2).

Mit dem korrigierten Radarniederschlag wird der Einfluß der Orographie untersucht und die Frage beantwortet, wieviel der Varianz in der Verteilung des Niederschlages mit der Varianz der Orographie korreliert ist. Man braucht dazu die in Gleichung 2-16 definierte multiple Regression. Der zweitoberste Teil von Tabelle 4-2 zeigt die Auswirkungen der Korrekturen auf den mit der Varianz der Orographie korrelierten Anteil. In der Niederschlagsverteilung der unkorrigierten Radardaten korrelieren 23% der Varianz mit der Varianz der Orographie ($m_{cc}^2 = 0.23$), in den korrigierten Daten 42%.

Datum	Windrichtung	Windstärke in ms^{-1}	Zentrum Gebiet in kmCH	Größe Gebiet in km^2
16.2.90	310°	15	660 / 180	250 x 250

Datensatz	stdev in mm	avg in mm	stdev / avg	m_{cc}^2	s_r
Niederschlag r (window)	3.9	2.9	1.34	0.23	1.17
Niederschlag rc (window)	13.1	9.2	1.42	0.42	1.09

Variable	Glättungsquadrat in km^2	min	max	stdev	avg	50% Quantil
Niederschlag rc in mm	18 x 18	0	74.2	13.1	9.2	3.6
Höhe h in kmüM	18 x 18	0.20	3.20	0.73	1.25	1.03
Kleinräumige vv in ms^{-1}	18 x 18	-1.7	1.8	0.44	0.05	0.05
Grossräumige vvl in ms^{-1}	60 x 60	-0.66	0.52	0.22	0.05	0.06
Sichtbarkeit vis in kmüM	keine Glättung	0.48	15.6	3.16	3.85	3.17

$c_{rc, h}^2$	$c_{rc, vv}^2$	$c_{rc, vvl}^2$	$c_{h, vv}^2$	$c_{h, vvl}^2$	$c_{vv, vvl}^2$	korrigierter Radarniederschlag	m_{cc}^2	s_r
0.27	0.06	0.18	0.00	0.00	0.28	$rc = 9h + 0.5vv + 23vvl$	0.42	1.1

Tabelle 4-2: Zusammenfassung 16.2.90

Die Tabellen fassen die Untersuchungen des Orographieeinflusses für den 16.2.90 zusammen.

Man kann etwa ablesen, dass in dem betrachteten Gebiet die Geländehöhe zwischen 200 und 3200müM schwankt oder dass mit dem gewählten Gebiet und der 700hPa-Windrichtung von 310° die Mittelwerte der Vertikalgeschwindigkeiten beinahe Null sind. Dies deutet darauf hin, dass das Gebiet zu den Alpen "symmetrisch" gewählt wurde (im Luv und im Lee). Die unterste Tabelle gibt im linken Teil die Bestimmtheitsmasse der einfachen Regressionen an. So bedeutet z.B. $c_{rc,h}^2$ wieviel von der Varianz des korrigierten Radarniederschlages mit den Varianzen der Geländehöhe korreliert. Die Koeffizienten der multiplen Korrelation im rechten Teil geben die Steigung innerhalb der Hyperebene in Richtung der unabhängigen Variablen an: Erhöht man die Geländehöhe um 1km, so kann man 9mm mehr Niederschlag erwarten (k_1). Erhöht man die kleinräumige Vertikalgeschwindigkeit vv um 1ms^{-1} , so muß man ca. 0.5mm (k_2), bei der grossräumigen vvl 23mm (k_3) mehr Niederschlag erwarten. Man muß beim Vergleich der Koeffizienten die Streuungen berücksichtigen: $stdev(h)=0.73\text{km}$, $stdev(vv)=0.44\text{ms}^{-1}$ und $stdev(vvl)=0.22\text{ms}^{-1}$. Multiplizieren wir die Koeffizienten mit den entsprechenden Standardabweichungen und dividieren wir durch $stdev(rc)=13.1\text{mm}$, so erhalten wir: h : 50%, vvl : 2% und vv : 39%. Qualitativ kann man die Zahlen als "Erklärungs"-Anteile interpretieren. Für eine weitere Diskussion siehe Kapitel 4.8. und Tabelle 5-3.

Zum Schluß dieser Fallstudie wird die Windrichtungs-Abhängigkeit der Größen m_{cc}^2 und s_r untersucht. Die Windrichtung und Windgeschwindigkeit der Radiosondierung von Payerne vom 17.2.90 0100h stimmen nicht auf allen Höhen mit den ANETZ-Werten überein (Tabelle 4-3). Dies ist auf die Schwierigkeit zurückzuführen, dass Bodenmessungen von der lokalen Umgebung beeinflusst sind und nur begrenzt den in gleicher Höhe der freien Atmosphäre vorhandenen Wind repräsentieren. Abbildung 4-3 zeigt die Abhängigkeit der statistischen Größen m_{cc}^2 und s_r von der Windrichtung: Der Zusammenhang der beiden Größen ist in Gleichung 2-18 beschrieben. Die multiple Regression wurde mit 18 verschiedenen Windrichtungen durchgerechnet (180°, 190°, ..., 350°). Kleinste Reststreuung s_r und größtes Bestimmtheitsmass m_{cc}^2 erhält man bei einer Windrichtung von 310°. Diese Windrichtung liegt am nächsten zu der auf 700hPa (ca. 3000müM) gemessenen Windrichtung von 295° (Radiosonde) bzw. 305° (ANETZ).

Datenquelle, 16.2.90	Windrichtung in °	Windgeschwindigkeit in ms^{-1}
ANETZ Jungfrauoch 3580müM	305	1.2
Sondierung Payerne ca. 3000müM	295	15
ANETZ Chasseral 1599müM	254	11.4
Sondierung Payerne ca. 1500müM	270	10
ANETZ Payerne 490müM	38	1.1
Sondierung Payerne ca. 600müM	240	2.5

Tabelle 4-3: Windrichtung und Windgeschwindigkeit vom 16.2.90

Die Tabelle vergleicht Windmessungen der Radiosonde über Payerne mit ANETZ-Daten auf drei verschiedenen Höhen über Meer. Die ANETZ-Daten sind die Zehnminutenmittel vom 16.2.90, 2340h, die Radiosonden-Daten sind vom 17.2.90, 0100h.

Dabei ist wie erwartet, der Unterschied der Windinformationen der ANETZ Station Jungfrauoch zu den aus gleicher Höhe stammenden Daten der Radiosonde groß.

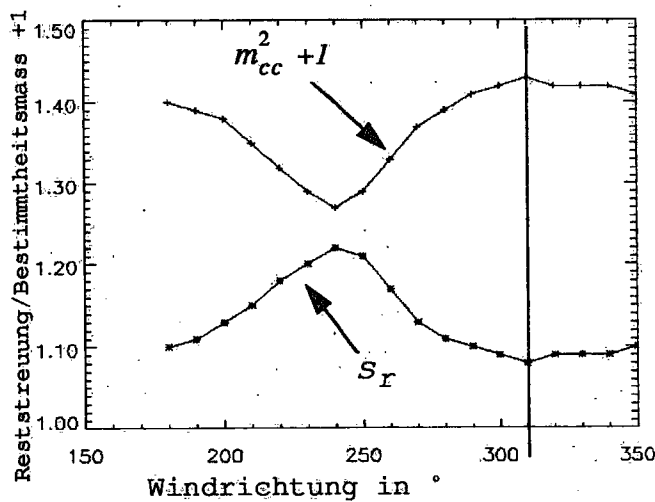


Abbildung 4-3: Windrichtungs-Abhängigkeit 16.2.90

Bei einer Windrichtung von 310° korrelieren am meisten der Variationen der Orographie mit den Variationen der Niederschlagsverteilung (42%). Diese Windrichtung stimmt am besten mit der von der Radiosonde Payerne auf 700hPa gemessenen überein (295°). Es stellt sich die Frage nach der geeigneten Höhe für eine repräsentative Windmessung (Kapitel 2.4.). In diesem Beispiel wird die zum höchsten Bestimmtheitsmass führende Windrichtung von 310° gewählt.

4.3. Juli 7-8, 1990 (NW)

Am 7. Juli überquerte eine Warmfront mit starken Nordwestwinden in der Höhe unser Land (Perret n° 4b, Radiosonde Payerne 7.7.90, 1200h: 700hPa: 315° / 12ms⁻¹). Die mit der Warmfront verbundenen Niederschlagsmengen betragen in der Deutschweiz um die 20mm (Maximum auf dem Säntis: 60mm), die Westschweiz und die Alpenstüdseite (Nordföhn) blieben weitgehend niederschlagsfrei.

In der Abbildung 4-4 ist der von den Radargeräten Albis und La Dôle gemessene Niederschlag dargestellt. Nimmt man die Daten der Regenmesser als Bodenwahrheit, so verbessern die verschiedenen Korrekturen die Qualität der Radardaten: Das Bestimmtheitsmass der linearen Regression Radardaten-Regenmesserdaten steigt von 0.21 auf 0.61. Vergleicht man den Orographieeinfluß in den unkorrigierten Daten mit dem der korrigierten, so ist die Änderung weniger markant: Im markierten Rechteck der unkorrigierten Daten korrelieren schon 49% der Niederschlagsvariationen mit den Variationen der Orographie.

Datum	Windrichtung	Windstärke in ms ⁻¹	Zentrum Gebiet in kmCH	Größe Gebiet in km ²
7.18.7.90	315°	12	730 / 210	200 x 160

Datensatz	stdev in mm	avg in mm	stdev / avg	m ² _{cc}	s _r
Niederschlag r (window)	9.4	9.7	0.97	0.49	0.69
Niederschlag rc (window)	10.6	14.0	0.76	0.62	0.46

Variable	Glättungsquadrat in km ²	min	max	stdev	avg	50% Quantil
Niederschlag rc in mm	18 x 18	0.0	39.9	10.4	14.0	13.4
Höhe h in kmüM	18 x 18	0.41	2.9	0.76	1.51	1.57
Kleinräumige vv in ms ⁻¹	18 x 18	-0.94	1.22	0.26	0.10	0.09
Grossräumige vvl in ms ⁻¹	100 x 100	-0.21	0.24	0.09	0.09	0.12
Sichtbarkeit vis in kmüM	keine Glättung	0.48	15.6	3.0	3.67	3.21

c ² _{rc, h}	c ² _{rc, vv}	c ² _{rc, vvl}	c ² _{h, vv}	c ² _{h, vvl}	c ² _{vv, vvl}	korrigierter Radarniederschlag	m ² _{cc}	s _r
0.25 (neg. Korr.)	0.16	0.49	0.00	0.06	0.20	rc = -5h + 4vv + 66vvl	0.46	0.62

Tabelle 4-4: Zusammenfassung 7.18.7.90

Mehr als die Hälfte der Varianz der Niederschlagsverteilung ist mit den Varianzen der die Orographie beschreibenden Parameter korreliert. Zu bemerken ist die Tatsache, dass Niederschlag und Höhe negativ korrelieren. Dies kommt auch im negativen Vorzeichen von k_j zum Ausdruck.

Werden die Daten korrigiert, sind 62% der Variationen mit den Geländevariationen korreliert (siehe auch Held und Joss, 1994). Die Varianz der grossräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit korreliert alleine mit fast 50% der Varianz der korrigierten Niederschlagsverteilung ($c_{rc, vvl}^2 = 0.49$), die Varianz der kleinräumigen mit 16% und die Varianz der Geländehöhe mit 25%. Diese letzte Korrelation ist negativ: $c_{rc, h}^2 = (-0.5)^2$ (Tabelle 4-4)

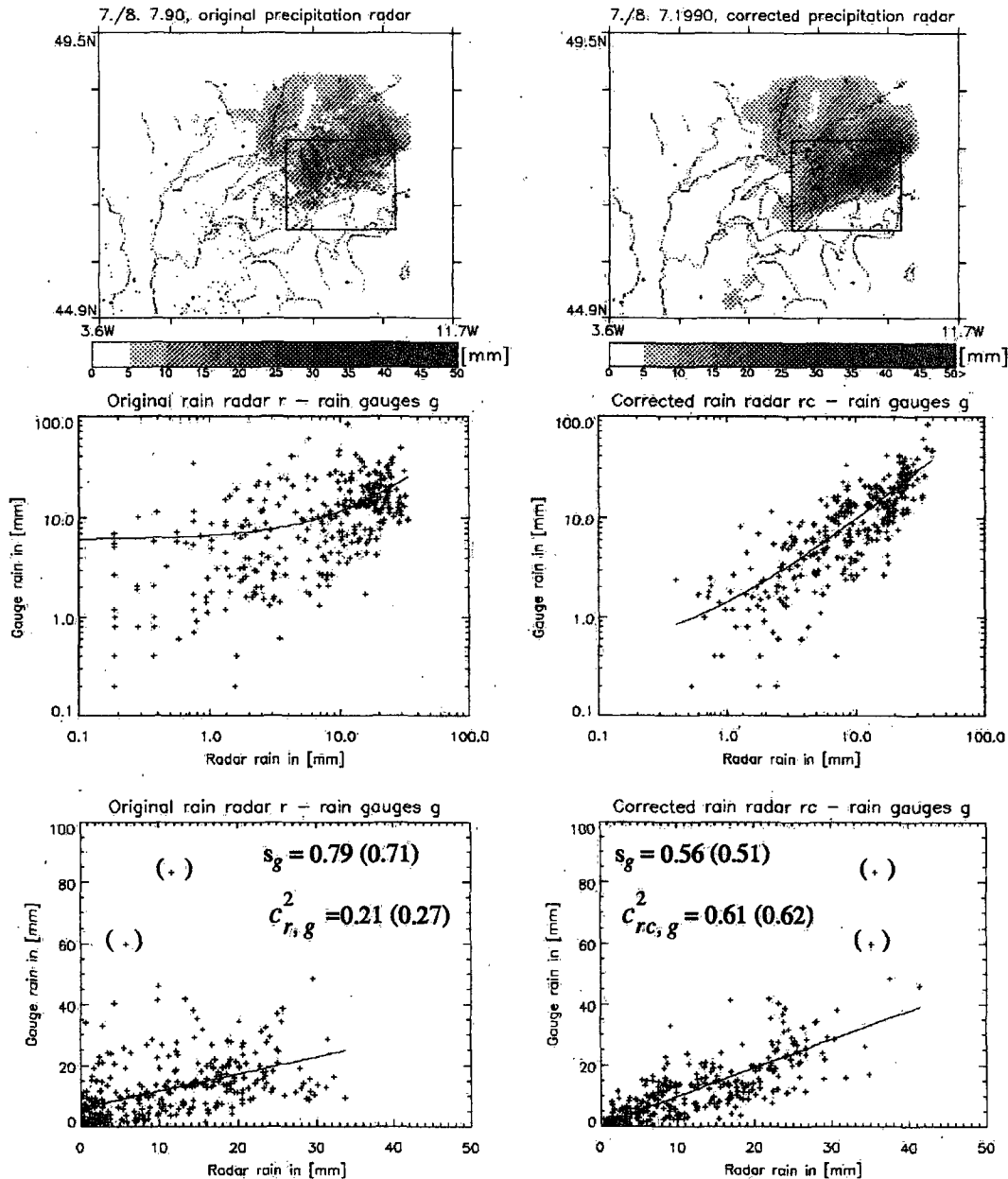


Abbildung 4-4: Unkorrigierter und korrigierter Niederschlag vom 7./8. 7.90

Oben links ist die unkorrigierte, oben rechts die korrigierte Niederschlagsverteilung. In den Streudiagrammen darunter sind in den beiden mittleren Diagrammen logarithmische, in den beiden unteren lineare Skalen gewählt. Die aufgrund der Korrekturen erfolgte Verbesserung der Übereinstimmung Radar-Regenmesser ist in der kleineren Reststreuung s_g in den rechten Abbildungen ersichtlich. Lassen wir von den 329 Punkten die zwei in den Klammern für die Regression unberücksichtigt, so erhalten wir bessere Resultate (in Klammern). Dies zeigt uns, dass "Ausreisser" einen gewissen Einfluß haben können.

4. 4. Juni 28-29, 1991 (WNW)

Am 27. Juni 1991 zog ein Sturmtief über Deutschland zur Ostsee und steuerte dabei feuchte Polarluft gegen die Alpen. Ein dazugehöriges Höhentief über England bestimmte bis zum Abend des 29. die Luftströmungen über der Schweiz: Perrets Grosswetterlage n° 8b (Tief über dem Golf von Biscaya), Payerne 29.6. 700hPa: $290^\circ / 8\text{ms}^{-1}$. Während den betrachteten 48 Stunden wurden in der Ostschweiz über 30mm (Maximum auf der Hoch Ybrig: 50.9mm), im Mittelland und der Westschweiz 10mm gemessen. Im Wallis, Engadin und in der italienischen Schweiz ist kein Niederschlag registriert worden.

Die Reststreuung s_g zwischen unkorrigierten Radardaten und 361 Regenmesserdaten beträgt 0.62, das Bestimmtheitsmass $c_{r,g}^2$ 0.18. Die Korrekturen der Radardaten haben die Korrelation verbessern können: die Reststreuung verminderte sich auf 0.54, das Bestimmtheitsmass erhöhte sich auf 0.37. Dazu beigetragen hat in erster Linie das Glätten.

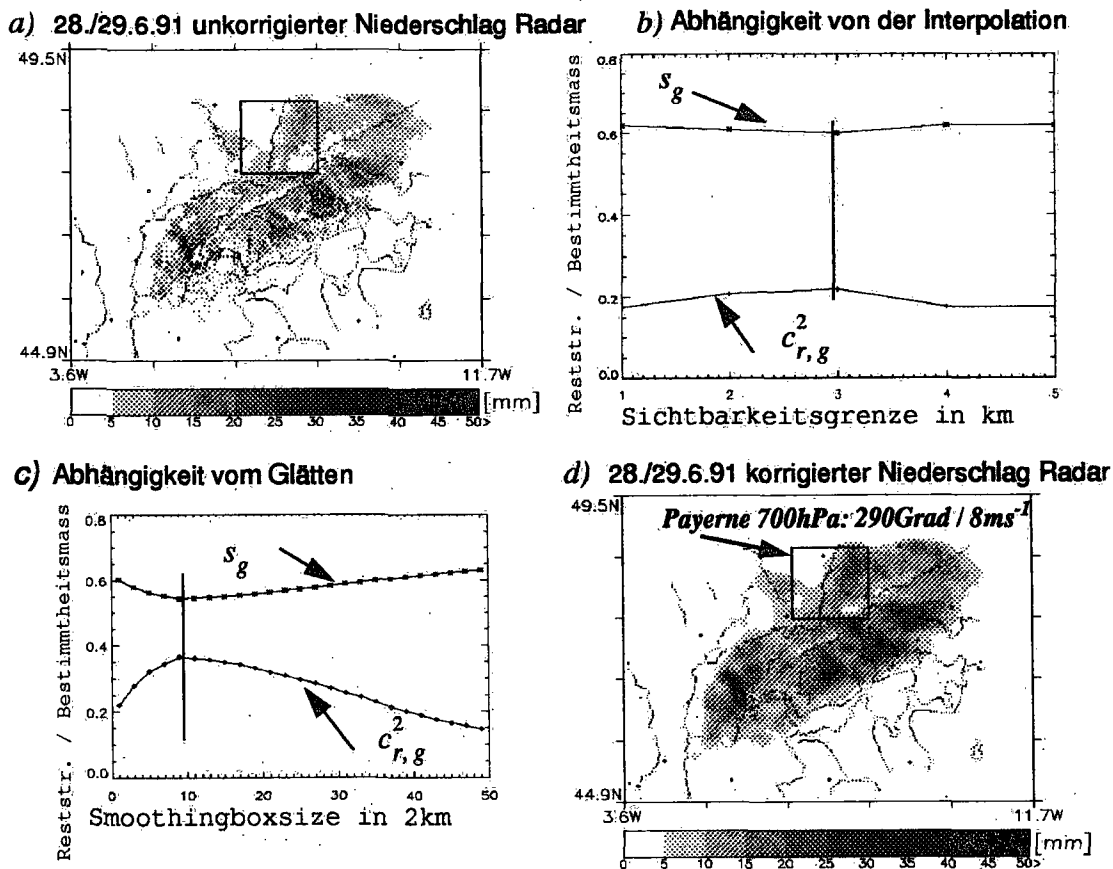


Abbildung 4-5: Korrekturen 28./29.6. 1991

Die Abbildung a) zeigt den aufsummierten Originalniederschlag. Die Abhängigkeit der Übereinstimmung Radar-Regenmesser von der für die Interpolation benutzten Sichtbarkeitsgrenze (Kapitel 3.3.) sowie von der Gebietsgrösse des Glättens (Kapitel 3.5.), ist in den Abbildungen b) und c) dargestellt. Die Abbildung d) zeigt den korrigierten Radarniederschlag und das für die Untersuchung des Orographieeinflusses gewählte Gebiet.

Die Sichtbarkeitskorrektur (-2dBR/km) verschlechterte in diesem Fall die Übereinstimmung mit den Daten der Regenmesser (s_g erhöhte sich auf 0.63, $c_{r,g}^2$ verkleinerte sich auf 0.15). Eine schwächere Sichtbarkeitskorrektur von -1dBR/km würde die Übereinstimmung verbessern. Dies läßt sich mit der guten Sichtbarkeit (hochreichende Echos) und der Homogenität des Niederschlagsereignisses (kleine normierte Standardabweichung) erklären. Die aufgrund der Interpolation erfolgte Verbesserung der Übereinstimmung ist abhängig von der Wahl der Pixel, über welche wir unsere Interpolation legen (siehe Kapitel 3.3). Wählen wir dafür jene Pixel, welche über 2km sichtbar sind, so bleiben Reststreuung und Bestimmtheitsmass praktisch unverändert. Wählen wir als Kriterium die 3km-Sichtbarkeitshöhe, so verkleinert sich die Reststreuung auf 0.60, das Bestimmtheitsmass erhöht sich auf 0.22. Ersetzen wir mit der Interpolation nur die über 4km sichtbaren Radarpixel, wird die Übereinstimmung mit den Daten der Regenmesser wieder schlechter. Gewählt wurde die größte Verbesserung verursachende Interpolation für über 3km sichtbare Pixel (Abbildung 4-5b).

Das Glätten der Radardaten mit einer Boxgröße von 9x9Pixel hat als letzter Korrekturschritt die größte Verbesserung verursacht und entscheidend zum oben erwähnten Bestimmtheitsmass von 0.37 beigetragen (Abbildung 4-5c).

Für das Studium des Orographie-Einflusses haben wir ein $120 \times 120 \text{ km}^2$ großes Gebiet über der Ebene des Oberrheins gewählt. Besonders schön kommt darin die durch den WNW-Wind verursachte Staulage am Schwarzwald zum Ausdruck (Abbildung 4-5d). Gleichzeitig ist in dem gewählten Gebiet zu erkennen, wie die östlichen Vogesen im Lee wenig Niederschlag erhalten. Dazu sind in der Abbildung 4-6 der korrigierte Radarniederschlag, die Höhe über Meer und die vertikalen Windgeschwindigkeiten vergrößert dargestellt. Die Varianz des Radarniederschlages korreliert dabei mit der Varianz der Höhe (0.07) weniger als mit den Varianzen der vertikalen Windgeschwindigkeiten (0.20, 0.66). Da vor allem die Varianzen der vertikalen Windgeschwindigkeiten untereinander korreliert sind (0.28), ist das Bestimmtheitsmass m_{cc}^2 mit 0.68 kleiner als die Summe der einzelnen Beiträge. Zweidrittel der Varianz des Radarniederschlages ist also mit der Varianz der Orographie korreliert. Dieses Resultat gewinnt an Aussagekraft, wenn man berücksichtigt, dass der Orographieeinfluß auf die Sichtbarkeit den auf den Niederschlag nicht verstärkt, da für die Radargeräte das Luv (des Schwarzwaldes) des untersuchten Ausschnitt optisch nicht besser sichtbar ist als das Lee (der Vogesen) (Abbildung 3-3).

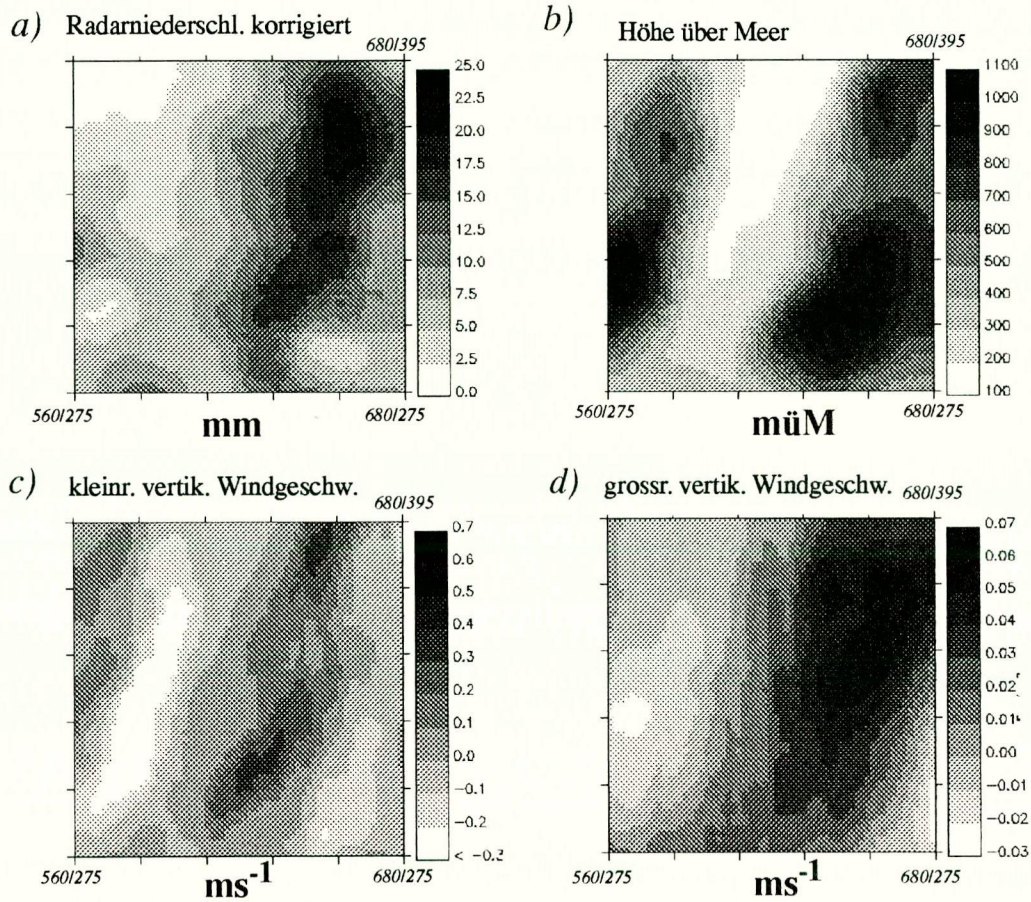


Abbildung 4-6: Niederschlag und Orographie im Untersuchungsgebiet

Die vier Abbildungen stellen die im markierten Ausschnitt (das Rheintal nördlich von Basel) der Abbildung 4-5d und in der multiplen Regression benutzten Variablen dar: Abbildung a) korrigierter Radarniederschlag rc in mm vom 28.6. 0700h - 30.6.91 0700h; b) Geländehöhe h in müM; c) kleinräumige und d) großräumige Geländegradien in Windrichtung in ms^{-1} (vv und vvl). Die Varianz des korrigierten Radarniederschlages korreliert dabei mit 7% der Varianz der Geländehöhe, mit 20% der Varianz der kleinräumigen und mit 66% der Varianz der grossräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit (Tabelle 4-5).

Datum	Windrichtung	Windstärke in ms^{-1}	Zentrum Gebiet in kmCH	Größe Gebiet in km^2
7.18.7.90	290°	8	620 / 335	120 x 120

Datensatz	stdev in mm	avg in mm	stdev / avg	m_{cc}^2	s_r
Niederschlag r (window)	4.3	5.7	0.75	0.46	0.56
Niederschlag rc (window)	5.7	9.5	0.60	0.68	0.38

Variable	Glättungsquadrat in km^2	min	max	stdev	avg	50% Quantil
Niederschlag rc in mm	18 x 18	0.5	24.4	5.7	9.5	9.1
Höhe h in knüM	18 x 18	0.13	1.1	0.26	0.52	0.53
Kleinräumige vv in ms^{-1}	18 x 18	-0.36	0.39	0.13	0.01	0.00
Grossräumige vvl in ms^{-1}	60 x 60	-0.02	0.06	0.02	0.02	0.01
Sichtbarkeit vis in knüM	keine Glättung	0.49	15.6	1.72	2.05	1.70

$c_{rc, h}^2$	$c_{rc, vv}^2$	$c_{rc, vvl}^2$	$c_{h, vv}^2$	$c_{h, vvl}^2$	$c_{vv, vvl}^2$	korrigierter Radarniederschlag	m_{cc}^2	s_r
0.07	0.20	0.66	0.00	0.02	0.28	$rc = 3h + 2vv + 195vvl$	0.68	0.38

Tabelle 4-5: Zusammenfassung 28./29. 6.1991

In diesem Ereignis und dem gewählten Ausschnitt ist über 2/3 der Varianz der Niederschlagsverteilung der korrigierten Radardaten mit der Varianz der Orographie korreliert. Den größten Anteil vermag dabei die grossräumige vertikale Windgeschwindigkeit beizutragen.

4.5. September 22, 1993 (SE)

4.5.1. Übersicht

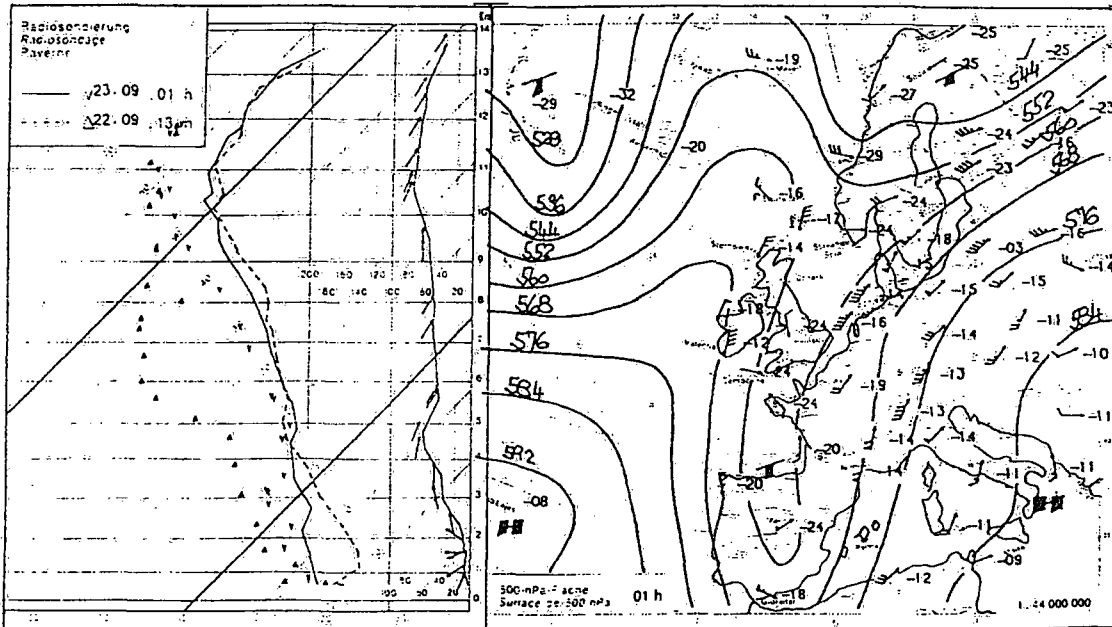


Abbildung 4-7: Die Wetterlage (500hPa) vom 23.9.93 0100h.

Eine Zyklone über dem westlichen Mittelmeer löste vom 22. bis zum 24. September 1993 einen Dauerregen aus. In den folgenden Wochen wurden immer wieder Staffeln feuchter Luft aus südlichen Richtungen gegen die Alpen geführt. Diese Anhäufung von Südstaulagen (im Sept./Okt. 93 während 37 Tagen Winde aus S oder SO) verursachte im Tessin und über dem Simplongebiet teilweise Rekordniederschlagsmengen und hatte einen Jahrhunderthöchststand des Lago Maggiore zur Folge (Spinedi et al, 1993). Die Untersuchungen dieses Kapitels zeigen, dass etwa die Hälfte der Variationen der Niederschlagsverteilung auf die Orographie zurückzuführen ist.

Gemäß Perrets Grosswetter-Klassifikation prägte am 22.9.93 eine zyklonale Südlage (Perrets Grosswetterlage n° 1b) das Wettergeschehen im Alpenraum (Abbildung 4-7). Eine Tiefdruckrinne über dem westlichen Europa mit Sekundärsystemen im Mittelmeer (Genua-Tief), steuerte am Boden (850hPa) feuchte Warmluft in einer Südostströmung gegen die Alpen. Der 22. September bildet den Anfang einer Regenflut, die von Süden und Südosten her während fast drei Tagen in erster Linie auf der Alpensüdseite niederging (bis zu 200 l/m^2 in 72h). Da die Nullgradgrenze auf rund 3500müM lag, ging fast der gesamte Niederschlag in Form von Regen nieder. Das im Gebiet mit den größten Niederschlagsmengen liegende Einzugsgebiet der *Saltina* hat eine Fläche von 75 km^2 . Der Fluss verursachte am 22.9. in Brig eine Hochwasserkatastrophe mit großem Schaden. Am 25. September erreichte der Lago Maggiore sein erstes von vier Wasserstandsmaxima (25.9.,

3.10., 9.10., 14.10. 1993). Mit 196.5müM war der See 1.5m über der Alarmhöhe des Pegelstandes. Der Wasserstand stieg dabei in weniger als 4 Tagen um fast 4m!

Hält man sich nun die Niederschlagsverteilung vor Augen (Abbildung 4-9) und kennt man die vorherrschende Windrichtung und Windgeschwindigkeit (Tagesmittel Gütsch: $135^\circ / 14.8\text{ms}^{-1}$), so liegt folgender Schluß nahe: Die von Südosten herantransportierte Feuchtluft hat sich am westlichen Alpenhauptkamm gestaut und hat dort aufgrund der Orographie ihre Feuchtigkeit verloren. Um den Wahrheitsgehalt dieser Aussage zu überprüfen, hat man neben der von den Radargeräten auf Albis, La Dôle und Mt. Lema geschätzten und aufsummierten Niederschlagsverteilungen die Daten der 465 Regenmesser zur Verfügung. Es werden im folgenden in drei verschiedenen Teilen mit den verschiedenen Datensätzen der Einfluß der Orographie auf die Niederschlagsverteilung vom 22.9.93 untersucht.

$$p = k_1 \cdot h + k_2 \cdot vv + k_3 \cdot vvl \quad \text{Eq. 4-1}$$

Das heißt, es wird am Schluß jedes Unterkapitels die multiple Regression (Gleichung 4-1) mit der Niederschlagsvariablen p der jeweiligen Datenquelle durchgerechnet: Im ersten und ausführlichsten Teil mit den Daten der Radargeräte Albis und La Dôle, im zweiten mit jenen der Regenmesser am Boden und im letzten, in einem kleineren Untersuchungsgebiet, mit den Daten vom Radar Mt. Lema. Die verschiedenen Rechnungen werden miteinander verglichen (Tabelle 4-9 und Tabelle 4-14).

In einem letzten Unterkapitel wird das Ereignis vom 22.9.1993 mit dem Ereignis vom 28.2.1994 (Perret 9b oder Tiefdruckrinne über Südsandinavien) verglichen.

4.5.2. Radardaten Albis und La Dôle

Datensatz	Beschreibung	stdev in mm	avg in mm	stdev / avg	$c_{r,g}^2$	s_g
<i>g (cond)</i>	354 Regenmesser	19.0	9.1	2.09	----	----
<i>r (cond)</i>	Original Radarniederschlag	9.3	9.4	0.99	0.11	1.97
<i>rvibs = rc (cond)</i>	Korrigierter Radarniederschlag	9.9	9.2	1.08	0.65	1.28

Tabelle 4-6: Vergleich. Regenmesser / Radar 22.9.93

Die Tabelle illustriert die durch die Korrekturen erfolgte Erhöhung der Übereinstimmung zwischen Regenmesser - und Radardaten für den 22.9.93 (auch in Abbildung 3-13). In diesem Niederschlagsereignis ist die Verbesserung der Übereinstimmung gut. Das Bestimmtheitsmass der Regression der Radardaten mit den Regenmessern steigt von 0.11 auf 0.65. Das (cond) bedeutet, dass die statistischen Rechnungen nur mit jenen 247 Regenmesser durchgeführt wurden, welche die Bedingungen von Gleichung 3-3 erfüllen.

In der Abbildung 4-8 ist die Abhängigkeit des Bestimmtheitsmasses von verschiedenen Profilen der Sichtbarkeitskorrektur dargestellt. Um die Fallstudien untereinander vergleichen zu können, wurde aber ein Profil benutzt, welches im Höhenbereich [0km,5km] 2dB/km abnimmt (gestricheltes Profil in Abbildung 4-8).

Die Tabelle 4-6 zeigt, wie die Korrekturen die Übereinstimmung Radardaten-Regenmesserdaten verbessern (siehe auch Abbildung 3-13). Die Daten der Orographie (Höhe und vertikale Windgeschwindigkeiten) wurden für die multiple Korrelation mit der gleichen Gebietsgröße wie die Radardaten geglättet (18x18km²).

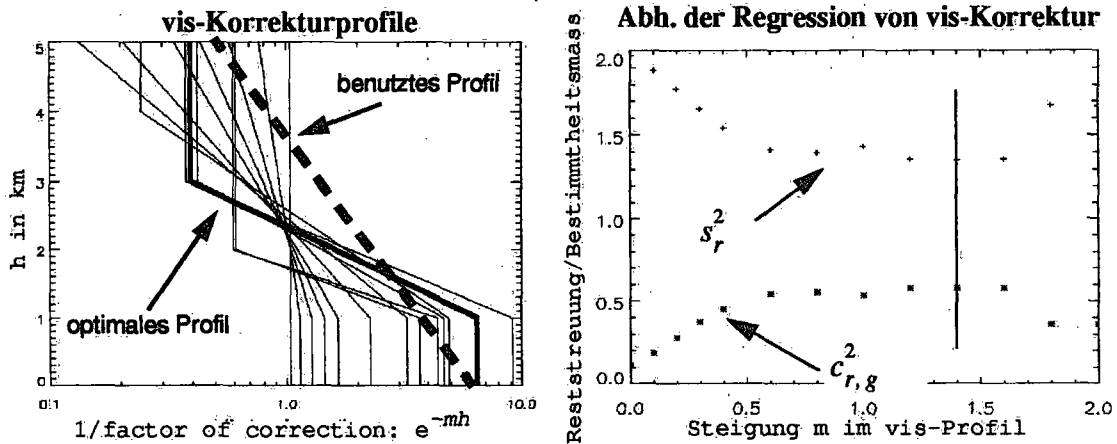


Abbildung 4-8: Sichtbarkeitskorrekturen für den 22.9.93

Das optimale Profil in der linken Abbildung, welches bei der Regression mit den Regenmessern zum größten Bestimmtheitsmass führt, korrigiert im Höhenbereich von 1 bis 3km mit einem Faktor 4/km oder ca. -6dB/km. Um die Fallstudien untereinander vergleichen zu können, wurde aber im ganzen Höhenbereich [0,5km] mit -2dB/km korrigiert (gestricheltes Profil).

Rechts ist die Abhängigkeit der Reststreuung und des Bestimmtheitsmasses von der Steigung der Korrekturprofile der linken Abbildung dargestellt. Man erkennt, dass bei einer Steigung von 1.4 die Reststreuung ein schwaches Minimum durchläuft, d.h. dass man auch bei einem $m=0.6$ ähnlich gute Resultate erhält.

Datensatz	stdev in mm	avg in mm	stdev / avg	m_{cc}^2	s_r
Niederschlag r (window)	10.4	8.1	1.28	0.15	1.19
Niederschlag rc (window)	27.3	17.2	1.59	0.43	1.20

Tabelle 4-7: Radardatenkorrekturen und Orographie-Einfluß am 22.9.1993

In den unkorrigierten Radardaten kann die Orographie 15% der Variationen erklären, in den korrigierten 43%. Das window bedeutet, dass sich die statistischen Rechnungen auf die im markierten Rechteck der Abbildung 4-9 befindenden Pixelwerte beziehen.

Das Bestimmtheitsmass zwischen korrigiertem Radarniederschlag und Höhe $c_{rc,h}^2$ ist 0.12, das $c_{rc,vv}^2$ mit dem kleinräumigen Vertikalwind 0.13 und das $c_{rc,vvl}^2$ mit dem großräumigen Vertikalwind 0.31. Der relativ hohe Anteil der kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit kann bedeuten, dass man es mit einem lokalen und kleinskaligen Ereignis zu tun hat. Darauf deutet auch die hohe Standardabweichung des Niederschlages hin.

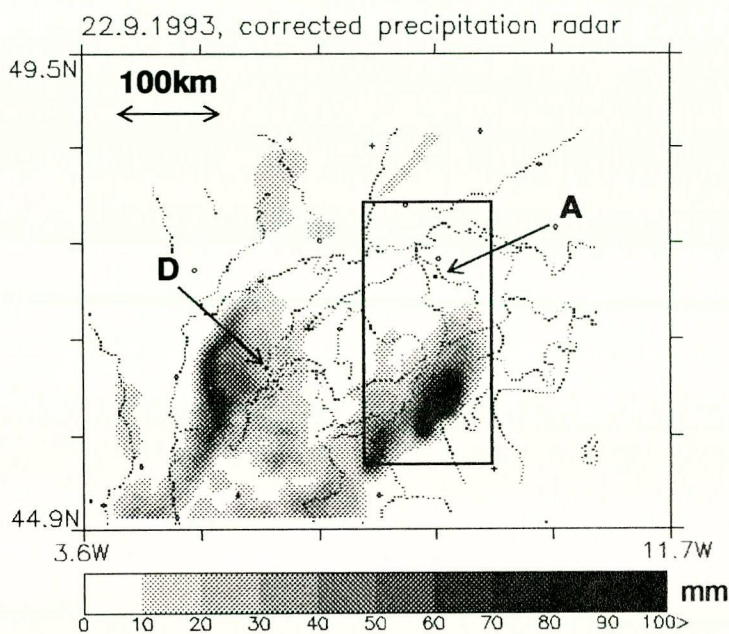


Abbildung 4-9: Korrigierter Radarniederschlag 22.9.93
Das (A) steht für das Radargerät auf dem Albis, (D) für jenes auf dem La Dôle.

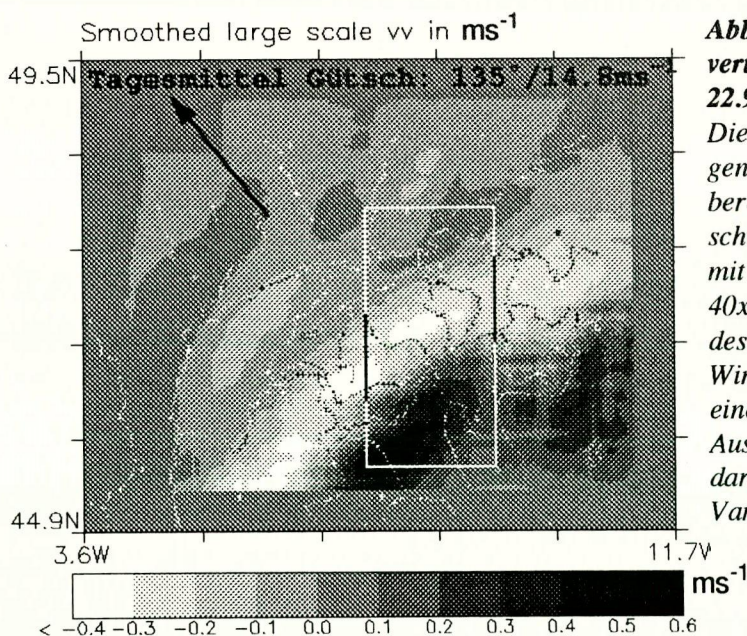


Abbildung 4-10: Grossräumige vertikale Windgeschwindigkeit 22.9.93

Die aufgrund der Windmessungen auf dem Gütsch (2282müM) berechnete vertikale Windgeschwindigkeit. Die Daten wurden mit einem Glättungsquadrat von 40x40Pixel geglättet und heißen deswegen grossräumige vertikale Windgeschwindigkeit. Sie können einen Drittel der im markierten Ausschnitt des korrigierten Radarniederschlages vorhandenen Variabilität erklären.

43% der Varianz des korrigierten Niederschlages sind mit den Varianzen der die Orographie beschreibenden Parametern korreliert. Eine andere Wahl des Untersuchungsgebietes könnte den mit der Orographie verknüpften Anteil verändern, indem andere Faktoren mehr oder weniger Einfluß nehmen. Unberücksichtigt blieben u.a. Faktoren wie die Posi-

tion der die Niederschläge verursachenden Front und die konvektiven Niederschläge (Abbildung 5-1). So wissen wir, dass die Front (vielleicht orographisch bedingt) für eine Zeit fast stationär blieb und dass die konvektiven Aktivitäten groß waren. Für einen grossen Einfluß der letzteren spricht die große Blitzhäufigkeit, welche am 22.9.93 beobachtet werden konnte (Locarno-Monti am 22.9.93: 1341 Fernblitze, d.h. Blitze zwischen 5 und 25km).

Nicht nur das Untersuchungsgebiet, sondern auch die Gebietsgröße über welche der korrigierte Radarniederschlag rc , die Geländehöhe h und die kleinräumige vertikale Windgeschwindigkeit vv geglättet werden, beeinflußt die Resultate der multiplen Regression. Die Abbildung 4-11 illustriert die Abhängigkeit von m_{cc}^2 und s_r von der Glättung.

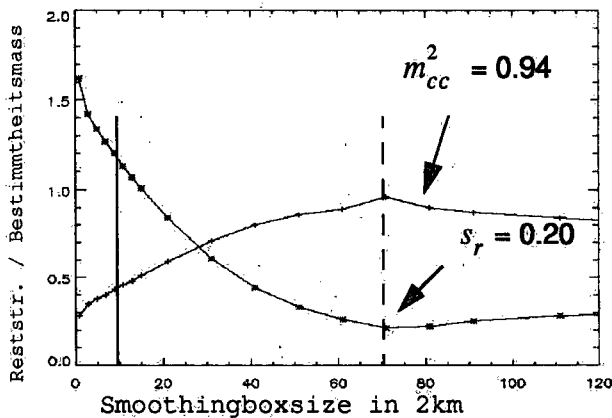


Abbildung 4-11: Abhängigkeit Orographieeinfluß vom Glätten

Die Abbildung zeigt, wie mit größerem Glättungsgebiet (bis 71x71Pixel) mehr der Niederschlagsverteilung mit der Orographie verknüpft ist. Die damit zusammenhängenden Probleme sind in Kapitel 3.5. erwähnt. In den vorliegenden Untersuchungen ist die Übereinstimmung Radarwerte-Regenmesserwerte für die Wahl des Glättungsgebietes entscheidend (9x9Pixel).

4.5.3. Regenmesserdaten

In diesem Kapitel wird im gleichen Untersuchungsgebiet die multiple Regression mit interpolierten Regenmesserdaten durchgerechnet. Für die Interpolation werden alle 465 Regenmesserdaten verwendet. Damit werden die Regenmesser nicht nur für die Korrekturoptimierung der Radardaten, sondern auch (direkt) für die Untersuchung des Orographieeinflusses gebraucht.

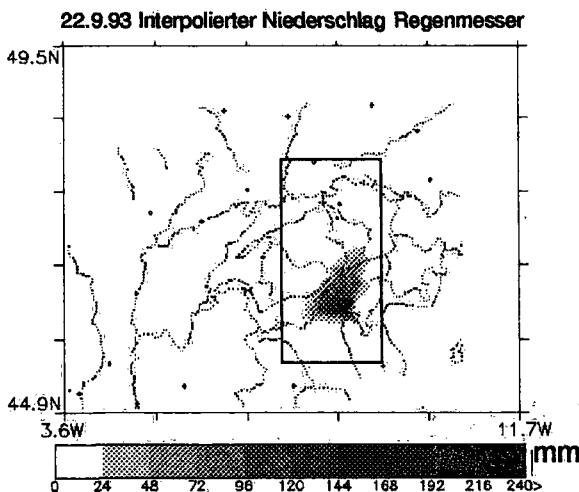


Abbildung 4-12: Der Niederschlag vom 22.9.93.

Der von den 465 Regenmessern gemessene und interpolierte Niederschlag am 22.9. 0700h bis 23.9.93 0700h. Bei einem Vergleich mit der Abbildung 4-9 muß man die Tatsache beachten, dass für diese Darstellung und für die Rechnungen nur Regenmesser in der Schweiz verwendet wurden. Dies macht einen Vergleich nur begrenzt möglich und erklärt das Fehlen des Niederschlages im Westen und die abrupte Niederschlagsabnahme im Süden der hier gezeigten Abbildung.

Die Varianz der Geländehöhe korreliert mit 19% (bei den Radardaten Albis/Dôle 12%, siehe Tabelle 4-9), die Varianz des kleinräumigen Gradienten in Windrichtung mit 6% (13%) und die Varianz des grossräumigen Gradienten in Windrichtung mit 9% (31%) der Varianz der Regenmesserdaten. Zusammen korrelieren die Varianzen der Variablen mit einem guten Viertel. Dieser Anteil ist kleiner, als er aus den Radardaten berechnet wurde (43%). Dies lässt sich mit drei Tatsachen erklären: Erstens ist man mit dem bekannten Problem der Repräsentativität der Regenmesser konfrontiert: Der vom Regenmesser gemessene Niederschlag wird stark von lokalen und nicht-orographischen Effekten beeinflusst. Zweitens können die Regenmesser mit ihrer kleineren Dichte die Struktur des Niederschlages nur beschränkt erfassen: Im Untersuchungsgebiet liegen, im Gegensatz zu den ca. 10000 Messpunkten des Radars, 153 Regenmesser. Die verwendete Interpolation (Kapitel 2.5.4.) wird drittens einen Einfluß haben und es ist zu untersuchen, wie stark die Resultate vom gewählten Interpolationsalgorithmus abhängen.

4.5.4. Radardaten Monte Lema

Es wird in diesem Kapitel untersucht, wieviel das Radar Mt. Lema auf der Alpensüdseite im Vergleich zu den beiden Radarstationen Albis und La Dôle messen konnte. Die Radargeräte auf der Alpennordseite konnten das Ereignis vom 22.9.93 gut verfolgen, weil es ein starkes konvektives Element beinhaltet hat und die Radarechos bis in eine Höhe von 12km messbar waren.

Das Radar La Dôle lieferte für den *ganzen* 22.9.93, das Radar Mt. Lema nur von 0700h bis 2210h Daten. Dabei ist in den ersten 7 Stunden des 22.9.93 praktisch kein Niederschlag gefallen. Die örtliche Übereinstimmung der beiden Niederschlagsschätzungen entspricht etwa den Erwartungen (Abbildung 4-13). Eine solche Übereinstimmung kann man nicht immer erwarten, vor allem wenn man an die für das untersuchte Gebiet unterschiedlichen Sichtbarkeiten der Radargeräte und die verschiedenen Distanzen zum Niederschlag denkt (Abbildung 4-14). So ist zwar die Sichtbarkeitshöhe über dem betroffenen Brig für Albis/La Dôle (4-5km) und Mt. Lema (3-4km) noch vergleichbar, für das Zentrum des Niederschlagsfeldes (700/120) hingegen hat das Radar Mt. Lema eine deutlich tiefere (bessere) Sichtbarkeitshöhe: La Dôle über 5km, Mt Lema ca. 2km (Kapitel 3.2.). Auf die Radardaten vom Monte Lema werden möglichst die gleichen Korrekturen angewendet, wie weiter oben für die Daten von Albis/Dôle. Ein Unterschied liegt in der für die Lema Daten anders gewählten Sichtbarkeitskorrektur. Wurde das optimale Korrekturprofil zwischen 0 und 5km über Meer bei Albis/Dôle mit ca. $e^{0.5h_{vis}}$ bestimmt, so betrug es bei Lema zwischen 0 und 4km $e^{0.8h_{vis}}$. Ein weiterer Unterschied ist, dass bei den Lema-Daten die Schmelzzonenkorrektur ausgelassen wurde. Da das Radar Mt. Lema gerätemässig noch nicht vollständig geeicht war, wurden die Niederschlagsdaten mit einer Multiplikation im Mittelwert innerhalb des Untersuchungsgebietes mit denen von Albis/Dôle

zur Übereinstimmung gebracht.

Neben den Unterschieden in den Sichtbarkeiten, beobachtet man eine höhere normierte Standardabweichung der Niederschlagsdaten vom Lema (Albis/Dôle: 0.97, Lema: 1.48). Grund dafür kann die kleinere Distanz vom Mt. Lema zum Niederschlag sein.

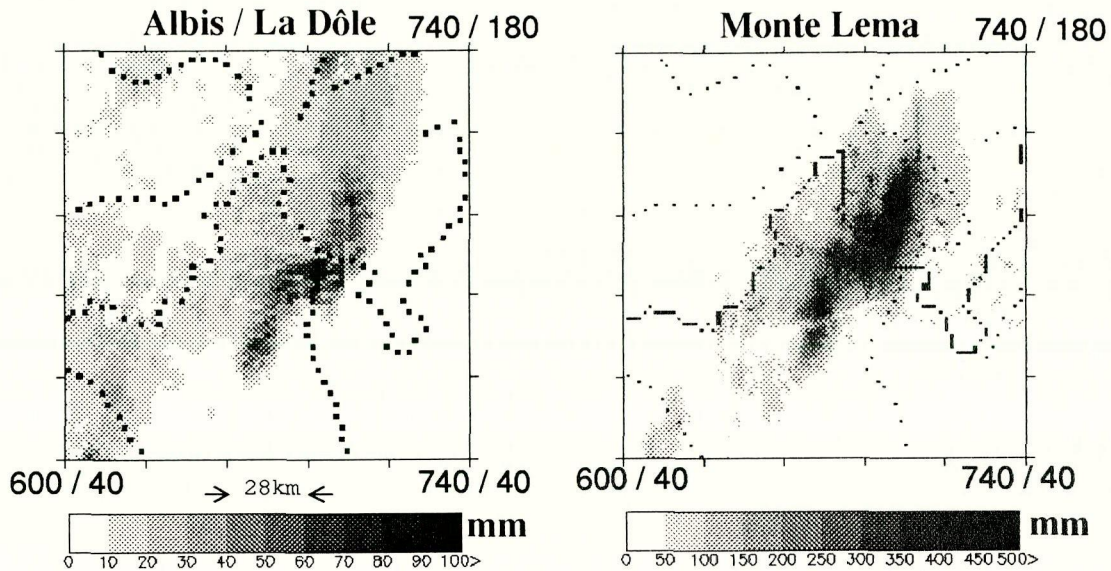


Abbildung 4-13: Vergleich Radardaten Albis/La Dôle mit Radardaten Mt. Lema, 22.9.1993
Die qualitative Übereinstimmung der unkorrigierten Niederschlagsschätzungen (22.9.93, Albis/La Dôle: 0000-2350h, Monte Lema: 0700-2210h) ist besser als in anderen Vergleichen der beiden Datensätze. Zu beachten sind neben den unterschiedlichen Akkumulationsdauern und Eichungen auch die verschiedenen räumlichen und zeitlichen Auflösungen der zwei Typen von Radargeräten: Albis/La Dôle: 2km und 10min., Mt. Lema: 1km und 5min.

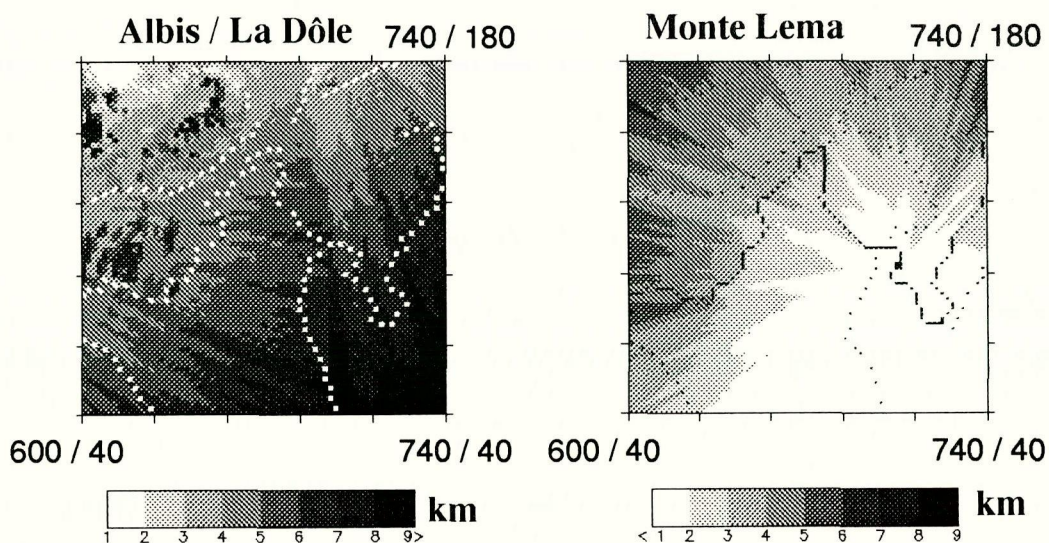


Abbildung 4-14: Berechnete Sichtbarkeiten Albis/La Dôle und Mt. Lema
In der linken Abbildung erkennt man, dass das Untersuchungsgebiet nur im östlichen Drittel besser von Albis sichtbar ist (West-Ost Koordinate >700kmCH). Die Sichtbarkeitshöhe vom Mt. Lema in der rechten Abbildung wird gegen Süden hin praktisch nur von der Erdkrümmung reduziert, die Lombardei und das Piemont sind entsprechend gut sichtbar.

Um die Resultate der Orographieuntersuchungen vergleichen zu können, muß man ein von allen drei Radargeräten erfaßtes Untersuchungsgebiet wählen. Mit beiden Datensätzen korreliert rund ein Viertel der Varianz des Niederschlages mit der Varianz der Orographie, die Beiträge der Geländehöhe und der kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit sind ähnlich. In der Tabelle 4-9 sind alle drei Untersuchungen des Orographieeinflusses für den 22.9.93 zusammengestellt.

Datum	Windrichtung	Windstärke in ms^{-1}	Zentrum Gebiet in kmCH	Größe Gebiet in km^2
22.9.93	135°	14.8	670 / 110	140 x 140

Albis / Dôle (Lema)	Glättungsquadrat in km^2	min	max	stdev	avg	50% Quantil
Korrigierter Niederschlag rc in mm	18 x 18	0 (0)	148 (229)	28 (43)	29 (29)	21 (10)
Höhe h in $kmüM$	18 x 18	0.1	3.2	0.8	1.6	1.7
Kleinräumige vv in ms^{-1}	18 x 18	-1.8	1.6	0.5	0.2	0.13
Grossräumige vvl in ms^{-1}	80 x 80	-0.4	0.5	0.2	0.1	0.15
Sichtbarkeit vis in $kmüM$	keine Glättung	1.3 (0.8)	10.9 (6.6)	1.6 (1.4)	5.4 (2.9)	5.3 (2.9)

Tabelle 4-8: 22.9. 93: Vergleich Albis/Dôle - Lema

Die Tabelle fasst die wichtigsten statistischen Größen des Radardatenvergleichs Albis/Dôle-Lema für das Niederschlagsereignis vom 22.9.93 zusammen. Die Werte für Mt. Lema stehen in Klammern.

Datenquelle	# Messpunkte	$c_{rc, h}^2$	$c_{rc, vv}^2$	$c_{rc, vvl}^2$	korrigierter Radarniederschlag	m_{cc}^2	s_r
Albis / Dôle	70 x 140	0.12	0.13	0.31	$rc = 12h + 2vv + 68vvl$	0.43	1.2
Regenmesser	153	0.19	0.06	0.09	$g = 16h + 6vv + 30vvl$	0.28	1.6
Albis/Dôle	70 x 70	0.01	0.09	0.21	$rc = 12h + 3vv + 80vvl$	0.30	0.9
Lema	140 x 140	0.03	0.07	0.11	$rc = 16h + 8vv + 68vvl$	0.21	1.3

Tabelle 4-9: Zusammenfassung Orographieeinfluß 22.9. 93

Die Tabelle vergleicht die Untersuchungen des Orographieeinflusses mit verschiedenen Radargeräten und mit Regenmessern. Der Vergleich Albis/Dôle mit den Regenmessern in den oberen zwei Zeilen, bezieht sich auf ein doppelt so großes Untersuchungsgebiet wie der Vergleich Albis/Dôle mit den Daten vom Mt. Lema. Die Unterschiede der Resultate der beiden Radargeräte haben ihre Ursachen in verschiedenen Distanzen zum Niederschlag und in unterschiedlichen Eichungen, Sichtbarkeiten und Auflösungen.

Beim Vergleich der Daten Albis/Dôle mit denen der Regenmesser (obere zwei Zeilen), ist das Untersuchungsgebiet doppelt so groß als beim Vergleich Albis/Dôle mit den Daten vom Mt. Lema (untere zwei Zeilen). Das kleinere Gebiet besteht dabei aus der den Hauptteil des Niederschlages beinhaltenden südlichen Hälfte des größeren. Im kleineren Gebiet sind wenig detailliertere Resultate zu erwarten, denn auch die niederschlagsarmen oder niederschlagsfreien Pixel der fehlenden Hälfte enthalten wertvolle meteorologische Information (Niederschlagsarmut im Lee). Man berechnet im größeren Gebiet höhere Bestimmtheitsmasse zwischen Niederschlag und den die Orographie beschreibenden Variablen.

4.5.5. Vergleich mit dem 28.2.1994

Am 22.9.1993 (Fall 1, Abbildung 4-9) und am 28.2.1994 (Fall 2, Abbildung 4-15) herrschte eine für die Alpensüdseite Niederschlag verursachende *südliche Strömung*. War es im Fall 1 ein Genua-Tief (Perrets Grosswetterlage n° 1b), so ist im Fall 2 die Ursache der Südströmung eine Tiefdruckrinne über Südsandinavien (n° 9b). Im Allgemeinen waren im zweiten Fall die Winde schwächer (Tagesmittel Gütsch: Fall 1: $135^\circ / 14.8\text{ms}^{-1}$, Fall 2: $135^\circ / 8.3\text{ms}^{-1}$).

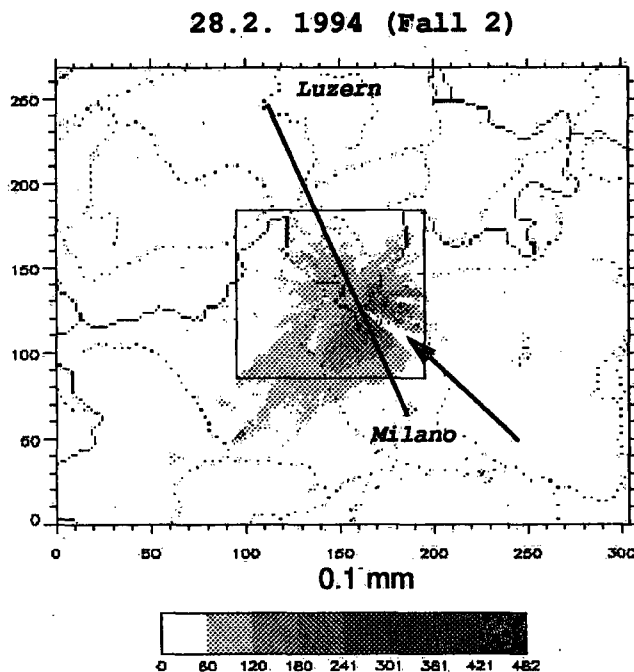


Abbildung 4-15: Niederschlagsverteilung 28.2.1994

Die Abbildung illustriert den während 24h vom Radar Mt. Lema geschätzten und aufsummierten und unkorrigierten Niederschlag vom 28.2.94. Sie zeigt die Originaldaten in Bildpunktkoordinaten.

Der vom Mt. Lema Richtung Südosten weglaufende helle Kreissektor (Pfeil) ist durch die notwendige Unterdrückung des Senders in tiefen Elevationen in Richtung des Mt. Generoso entstanden (Sicherheitschutz für PTT-Anlagen). Es ist anzunehmen, dass in Zukunft seine hier störend grosse Präsenz reduziert werden kann.

Um die beiden Ereignisse vergleichen zu können, werden Profile in Windrichtung (ca. 135°) durch die beiden Niederschlagsereignisse betrachtet. Ähnliche Profile durch die Alpen, Sierra Nevada, Indien und Kolumbien findet man bei Kahlig (1986). Der Schnitt geht in den vorliegenden Untersuchungen von Luzern nach Mailand (Abbildung 4-16).

Es ist zu erkennen, wie im ersten Fall (1) das Maximum des unkorrigierten Niederschlages ca. 40km (Ambri), im zweiten Fall (2) ca. 100km südlich des Alpenhauptkammes zu

finden ist (Lugano). Meteorologisch könnte man sich diesen Sachverhalt folgendermaßen erklären: Bei stärkeren Winden und einer bis 1000müM ungesättigten Luft (Radiosondierung Milano) im Fall 1, reichen die tieferen Voralpen als Hindernis nicht aus, um der Luft viel Wasser zu entziehen. Bei den schwächeren Winden und einer über alle Höhengschichten homogener verteilten Feuchtigkeit im Fall 2 hingegen, veranlassen scheinbar schon die Voralpen die feuchte Luft zum Ausregnen. Interessant wäre eine Untersuchung, wie die Niederschlagsverteilung bei Südtau von der grossräumigen Wetterlage abhängt und was die Konvektion (Fall 1) für einen Einfluß haben kann.

Die Sichtbarkeitskorrektur „verschiebt“ das Niederschlagsmaximum in Richtung „schlechter sichtbar“, hier in Richtung Alpenkamm (von punktiert zu durchgezogen). Zu beachten ist das durch die Sichtbarkeitskorrektur entstehende Doppelmaxima im Fall 2: Das Niederschlagsmaximum direkt „am“ Alpen Südfuss bleibt bestehen, ein neues entsteht aufgrund der sich nach Norden schnell verschlechternden Sichtbarkeit etwa auf Höhe des Maximums des Falles 1. Es stellt sich hier die Frage, ob eine solche Sichtbarkeitskorrektur die Daten im Fall 2 wirklich verbessert und ob auch in der Natur zwei Niederschlagsmaxima bestanden haben.

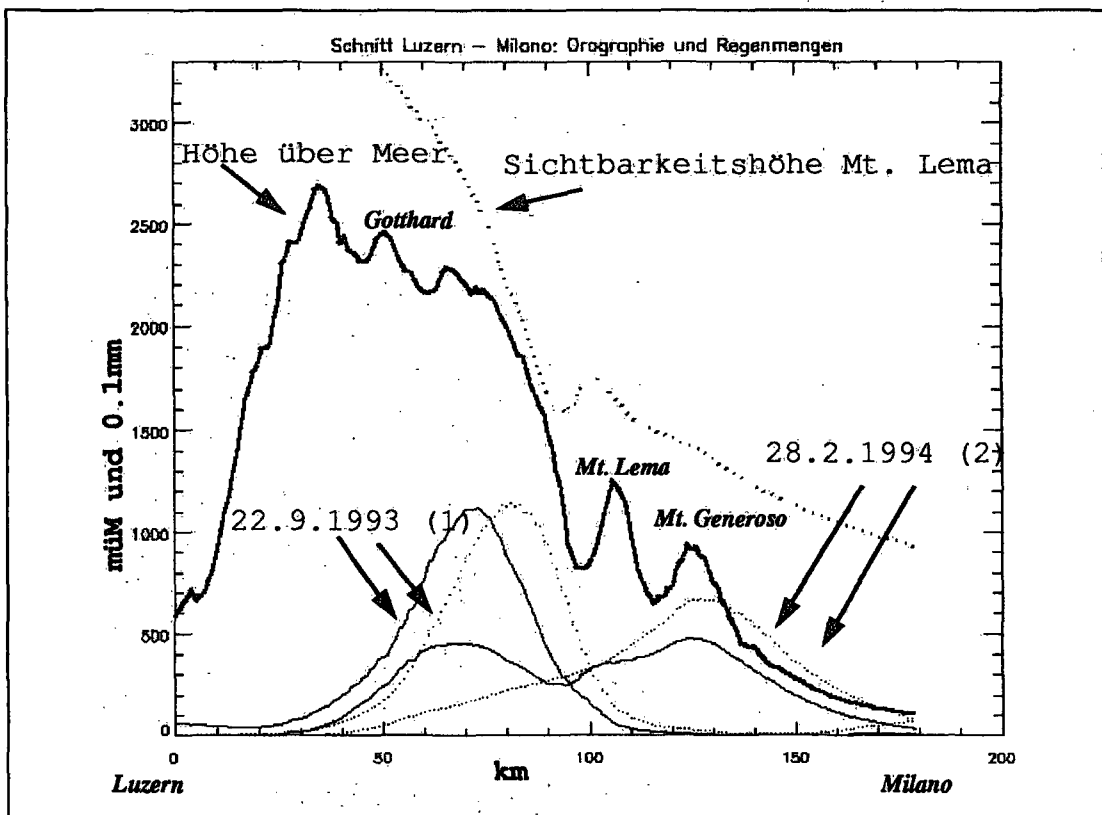


Abbildung 4-16: Profile in Windrichtung, 22.9.93 und 28.2.94

Die Abbildung zeigt Profile durch die Alpen entlang einer Linie Luzern-Milano (geglättete Höhe über Meer, fett). Entlang der selben Linie sieht man auch das Profil der Radarsichtbarkeit vom Mt. Lema (gestrichelt) und der Regenmengen vom Radar Lema sowohl vom 22.9.1993 wie auch vom 28.2.1994. Die punktierten Graphen entsprechen dabei den unkorrigierten Regenmengen, die durchgezogenen denen mit dem Faktor e^{vis} korrigierten.

4. 6. Januar 24-25, 1994 (WNW)

Gemäß Perrets Wetterlagenklassifikation prägte am 24./25. Januar 1994 eine zyklonale Nordwestlage das Wettergeschehen in Europa (Wetterlage 4b oder NWZ). Die Periode vom 23. bis zum 27.1. war gekennzeichnet von in rascher Folge über Nordeuropa durchziehenden Tiefdrucksystemen, welche feuchte Meeresluft gegen die Alpen steuerten. Am 24. und 25.1. herrschte in der Schweiz stürmisches und regnerisches Westwindwetter mit stark variierender Schneefallgrenze. Die Nullgradgrenze schwankte zwischen 800 und 2000müM. Die ANETZ- Station auf dem Säntis registrierte während den 48 Stunden mit 133mm die größte Niederschlagsmenge, der Jura im Allgemeinen über 50mm, das Mittelland zwischen 15 und 30mm. Das südliche Graubünden und die Alpensüdseite blieben weitgehend niederschlagsfrei (Abbildung 4-17).

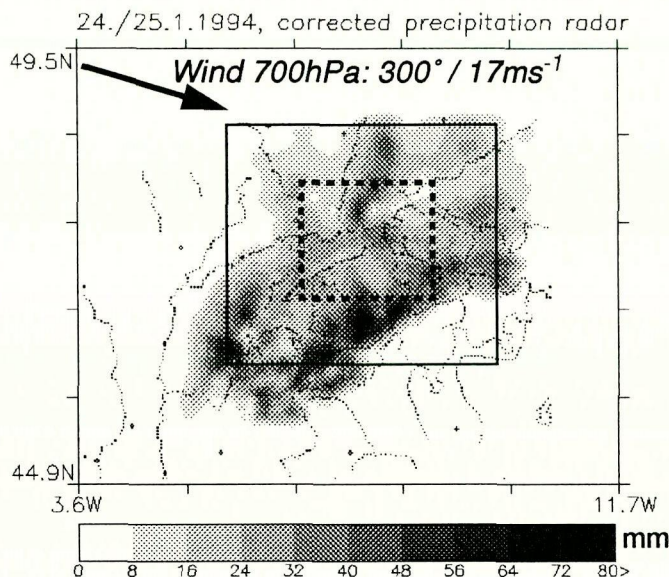


Abbildung 4-17: Korrigierter Niederschlag Radar, 24./25.1. 1994

Im größeren markierten Ausschnitt korrelieren 42% der Varianz des korrigierten Radarniederschlags mit der Varianz der Orographie (Radar Albis/Dôle). Besonders schön kann man das Niederschlagsfeld auf der Luvseite des Schwarzwaldes beobachten. Im kleineren Rechteck beträgt der auf die Variationen des Geländes zurückführbare Anteil fast 50%.

Die Übereinstimmung der Radardaten mit den Regenmessern ist schlecht. Die Reststreuung bei der Regression Radardaten - Regenmesserdaten beträgt 0.71, das Bestimmtheitsmass verschwindende 0.01. Bei einem Vergleich mit den anderen Fällen muß man neben der grossen räumlichen und zeitlichen Variabilität Ereignisses berücksichtigen, dass nur 46 ANETZ-Stationen die Kriterien in Gleichung 3-3 erfüllen und als Bodenwerte zur Verfügung stehen. Dies ist etwa ein Sechstel der Anzahl verwendeter Regenmesser der anderen Fälle. Auch zu beachten gilt es, dass zumindest ein Teil der Niederschläge in Form von Schnee gefallen ist und daher vom Radar schlecht sichtbar war und den Einfluß der Schmelzzone verstärkte.

Die Korrekturen verbessern die Übereinstimmung Radardaten-Regenmesserdaten nur wenig, die statistischen Werte verändern sich kaum ($s_g = 0.68$, $c_{rc,g}^2 = 0.07$). Die lineare Interpolation von West nach Ost in den nicht gut sichtbaren (über 3km) Pixeln verschlechtert die Übereinstimmung. Die Korrekturen verändern aber den mit der Varianz der Orog-

graphie korrelierten Anteil der Varianz des Niederschlages wesentlich. Die Orographie kann nur 13% der unkorrigierten Niederschlagsverteilung im in Abbildung 4-17 markierten größeren Fenster erklären. Korrigiert man die Daten, erklären kleinräumige und grossräumige Vertikalgeschwindigkeiten 11% bzw. 40% der Varianz des Niederschlages, die Höhe etwa 5%, alle Variablen zusammen 42%. (Tabelle 4-10).

Die Resultate sind mit den anderen Fallstudien vergleichbar, trotz schlechter Übereinstimmung mit den Regenmessern, wechselhaftem Wettercharakter und der Wahl eines grossen Untersuchungsgebietes (ca. 90'000km²). Darin enthalten sind neben Vogesen und Schwarzwald, welche bei Westwindlagen den feuchten herankommenden Luftmassen besonders exponiert sind, ein großer Teil der Schweizer Alpen.

Obwohl der Wettercharakter wechselhaft war, wird die Sensibilität der oben gemachten Aussagen auf die Windrichtung untersucht. Die Windrichtungen der Radiosondierung Payerne vom 25.1.94 0000h stimmen gut mit den ANETZ-Werten überein (Tabelle 4-11).

Datum	Windrichtung	Windstärke in ms ⁻¹	Zentrum Gebiet in kmCH	Größe Gebiet in km ²
24.125.1.94	300°	17	630/250	320 x 280

Datensatz	stdev in mm	avg in mm	stdev / avg	m ² _{cc}	s _r
Niederschlag r (window)	10.2	11.5	0.89	0.13	0.83
Niederschlag rc (window)	14.6	20.9	0.70	0.42	0.53

Variable	Glättungsquadrat in km ²	min	max	stdev	avg	50% Quantil
Niederschlag rc in mm	18 x 18	0	79.2	14.6	20.9	19.7
Höhe h in kmüM	18 x 18	0.10	3.12	0.63	0.91	0.68
Kleinräumige vv in ms ⁻¹	18 x 18	-1.72	1.95	0.36	0.08	0.06
Grossräumige vvl in ms ⁻¹	80 x 80	-0.49	0.42	0.12	0.08	0.06
Sichtbarkeit vis in km	keine Glättung	0.00	15.62	2.66	2.66	1.79

c ² _{rc, h}	c ² _{rc, vv}	c ² _{rc, vvl}	c ² _{h, vv}	c ² _{h, vvl}	c ² _{vv, vvl}	korrigierter Radarniederschlag	m ² _{cc}	s _r
0.05	0.11	0.40	0.01	0.02	0.19	rc = 3h + 2vv + 73vvl	0.53	0.42

Tabelle 4-10: Zusammenfassung 24.125. 1.94

Die vier Tabellen fassen die Untersuchungen im in Abbildung 4-17 markierten Gebiet zusammen. Man kann knapp die Hälfte der Niederschlagsvariationen auf die Orographie zurückführen.

Man erkennt schön, wie der Wind mit zunehmender Höhe auf Nordwest dreht (*veering*). Man kann dabei annehmen, dass man sich am 25.1.1994 um 0000h in einer Warmluftadvektion befand und die Kaltfront noch nicht durchgegangen ist.

In der Abbildung 4-18 ist die Windrichtungs-Abhängigkeit der Größen m_{cc}^2 und s_r dargestellt. Kleinste Reststreuung s_r und größtes Bestimmtheitsmass erhält man bei einer Windrichtung von 320° . Diese Windrichtung stimmt nicht mit der gewählten, auf 700hPa gemessenen Windrichtung von 300° überein. Bei 320° sind 43% ($= m_{cc}^2$) der Varianz der Niederschlagsverteilung mit der Orographie erklärbar, die Reststreuung beträgt 0.52, bei 300° waren die entsprechenden Zahlen 42% und 0.53. Will man wissen, welches Resultat näher an der Wahrheit liegt, so stellt sich die Frage nach der für eine repräsentative Windmessung geeigneten Höhe. Siehe dazu Kapitel 2.4.

Datenquelle, 24.1. / 25.1. 94	Windrichtung in $^\circ$	Windgeschwindigkeit in ms^{-1}
ANETZ Jungfrauoch 3580müM Sondierung Payerne ca. 3000müM	290 / 305 300 / 280	9.6 / 9.8 17 / 24
ANETZ Chasseral 1599müM Sondierung Payerne ca. 1500müM	266 / 222 270 / 260	15.2 / 14.4 15 / 17
ANETZ Fahy 596müM Sondierung Payerne ca. 600müM	211 / 222 210 / 210	4.8 / 7.9 15 / 17

Tabelle 4-11: Windgeschwindigkeit und Windrichtung vom 25./26.1. 1994

Die Tabelle vergleicht Windmessungen der Radiosonde über Payerne mit ANETZ-Daten in drei verschiedenen hoch gelegenen Punkten zu zwei verschiedenen Zeitpunkten. Die ANETZ-Daten sind die 10 Minuten-Mittel vom 24. und 25.1.1994 2340h, die Radiosonden-Daten sind vom 25. und 26.1. 1994, 0000h. Da mit zunehmender Höhe der Wind von SW auf NW dreht (*veering*), befindet man sich zum Zeitpunkt der Messungen in einer Warmluftadvektion vor einer Kaltfront.

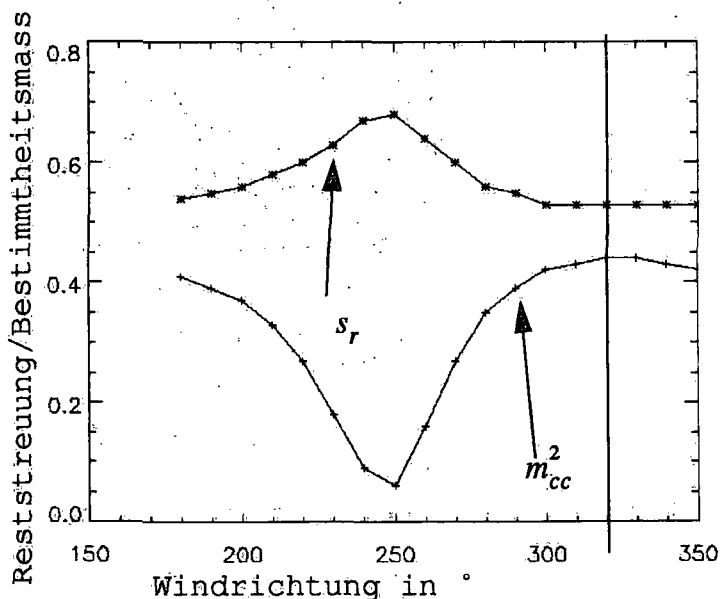


Abbildung 4-18: Windrichtungs-Abhängigkeit 24./25.1.94

Bei einer Windrichtung von 320° erklärt die Orographie 43% der Varianz der Niederschlagsverteilung. Dieses Maximum entspricht aber nicht der gemessenen und in den Rechnungen verwendeten Windrichtung.

4. 7. Weitere Fallstudien

In diesem Kapitel werden die aufgrund der fünf Fallstudien der Kapitel 4.2. - 4.6. gewählten Korrekturen auf weitere Niederschlagsereignisse angewendet (Sichtbarkeitskorrektur -2dBR/km, Interpolation, Schmelzzonenkorrektur und Glätten über $18 \times 18 \text{ km}^2$). Es soll damit einerseits abgeschätzt werden, wie weit die Korrekturen auf beliebige Niederschläge angewendet werden können und wie weit sie auf die fünf Fallstudien zugeschnitten waren. Andererseits will man wissen, ob sich die Resultate der multiplen Regression der vorangegangenen Untersuchungen bestätigen.

Zwei der fünf Niederschlagsereignisse sind winterliche zyklonale Nordwestlagen (21.12.90 und 4./5. 2.92), eine eine zyklonale Westlage (18.12.91) und das Ereignis vom 18.5.94 wurde von Perret mit "Tiefdruckrinne über Skandinavien" beschrieben. In der Nacht vom 18. auf den 19.5.94 wurden dabei im Mittelland verbreitet höchste Tagessummen seit Messbeginn registriert (z.B. Frauenfeld 129mm). Die fünfte Fallstudie umfaßt den ganzen Mai 1994. Er war tiefdruckbestimmt und sehr nass mit Rekordniederschlägen auf der Alpennordseite. Landesweit niederschlagsfrei waren nur drei Tage: Der 2., 3. und der 31.5.94 (Abbildung 3-3). Da sich der Alpenraum meist im Bereich aktiver Luftmassengrenzen befand, ist es schwierig, eine Windrichtung und -stärke für den ganzen Monat zu bestimmen. Es ist kaum zu hoffen, dass mit ($315^\circ / 5 \text{ ms}^{-1}$) der Windcharakter auf 3000müM für die ganze Periode beschrieben wird (siehe Diskussion Kap. 2.4.). Es ist anzumerken, dass der 18.5.94 und auch der ganze Monat Mai 94 stark konvektive Elemente beinhalteten. Das negative oder sehr kleine $c_{rc,h}^2$ kann damit zusammenhängen.

Die Korrekturen verbessern, bis auf das Glätten, die Qualität der Radardaten kaum (Tabelle 4-12). Werden die Daten *nur* geglättet, so steigt das $c_{r,g}^2$ im Mittel von 0.11 auf $c_{rs,g}^2 = 0.19$. Besonders die Sichtbarkeitskorrektur verschlechtert die Übereinstimmung Radarwerte - Regenschwererwerte in zwei Fällen deutlich (21.12.90 und 18.5.94). Dazu führt wahrscheinlich die große Variabilität des vertikalen Reflektivitätsprofils in Ort und Zeit. Es ist offensichtlich schwierig, ein für verschiedene Niederschläge an verschiedenen Orten festes Profil zu definieren. Wählt man für die fünf neuen Fallstudien jeweils das optimale Profil (Kapitel 3.2.), so steigt das Bestimmtheitsmass $c_{r,g}^2$ im Mittel von 0.11 auf $c_{rc,g}^2 = 0.24$ (statt 0.20). Es ist also besser, für jedes Niederschlagsereignis ein eigenes vertikales Profil zu bestimmen, als eine fest gewähltes zu benutzen.

Interpolation und Schmelzzonenkorrektur können die Übereinstimmung nicht erhöhen. Das Bestimmtheitsmass ändert sich im Mittel nicht ($c_{rv,g}^2 = c_{rvib,g}^2 = 0.08$). Daraus muß man schließen, dass man von diesen beiden Korrekturen im allgemeinen keine Verbesserung erwarten kann und dass weitere Anstrengungen nötig sind. Ein weiteres Problem können "Ausreisser" sein. Einzelne Messungen haben manchmal einen grossen Einfluß auf die Resultate. Dies ist hier kein Problem, z.B. am 21.12.90: Mit allen 312 Punkten ist $c_{r,g}^2 = 0.10$ und $s_g = 0.67$. Lassen wir die beiden Punkte von "1" der Abbildung 4-19 für

die Korrelation unberücksichtigt, so ist $c_{r,g}^2 = 0.09$ und $s_g = 0.64$; lassen wir die drei Punkte von "2" weg, so ist $c_{r,g}^2 = 0.15$ und $s_g = 0.65$; lassen wir die 56 Punkte von "3" weg ($r < 1\text{mm}$ und $g < 1\text{mm}$), so steigt $c_{r,g}^2$ auf 0.12 und s_g fällt auf 0.60.

Im Gegensatz zu den Übereinstimmungen mit den Regenmessern, bestätigen die Resultate der multiplen Regression die Korrelationen des Niederschlagsfeldes mit der Orographie, wie sie für die ersten fünf Fallstudien gefunden wurden. Die Gleichungen der Regressionen sind in Tabelle 4-14 angegeben

Zentrum Gebiete in kmCH	Größe Gebiete in km ²	Größe Gebietsglättung in km ²
660/250	200 x 200	18 x 18

Eingabedaten		Vergleich mit Regenmessern					Orographieuntersuchungen			
Datum	Wind 700hPa	$c_{r,g}^2$	$c_{rv,g}^2$	$c_{rvi,g}^2$	$c_{rvib,g}^2$	$c_{rvib,g}^2$ $c_{rs,g}^2$	$c_{rc,h}^2$	$c_{rc,vv}^2$	$c_{rc,vvl}^2$	m_{cc}^2
21.12.90	330° / 10ms ⁻¹	0.1	0.01	0.02	0.03	0.16 0.24	0.01	0.2	0.33	0.38
18.12.91	315° / 18ms ⁻¹	0	0.06	0.05	0.05	0.09 0	0.33	0.21	0.47	0.6
4.5.2.92	315° / 15ms ⁻¹	0.02	0.09	0.08	0.08	0.16 0.06	0.24	0.22	0.36	0.47
18.5.94	90° / 7ms ⁻¹	0.38	0.23	0.23	0.21	0.51 0.53	0.32 neg. Korr.	0.01	0.04	0.35
Mai 1994	315° / 5ms ⁻¹	0.06	0.02	0.02	0.03	0.09 0.14	0	0.23	0.32	0.42
Mittelwert	---	0.11	0.082	0.08	0.08	0.20 0.19	0.05	0.17	0.3	0.44

Tabelle 4-12: Fünf neue Fallstudien

Die Tabelle beschreibt die fünf neuen Fallstudien. In der mit einem Pfeil markierten Kolonne, steht die untere Zahl für das Bestimmtheitsmass der linearen Regression zwischen nur geglätteten Radardaten (rs) und Regenmesserdaten (g). Verwendet man bei der Sichtbarkeitskorrektur optimale Profile (Kapitel 3.2.), so steigt das $c_{rc,g}^2$ von 0.11 statt auf 0.20 auf 0.24.

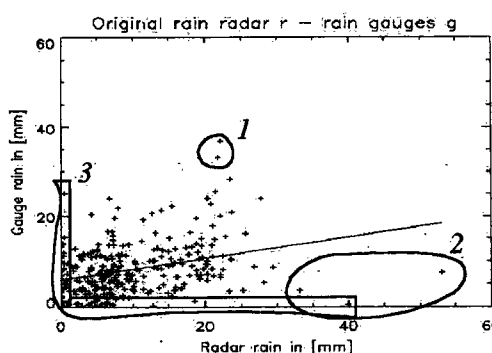


Abbildung 4-19: Streudiagramm 21.12.90

Das Streudiagramm beschreibt das Niederschlagsereignis vom 21.12.90. Es ist der unkorrigierte Radarniederschlag gegen die Werte der Regenmesser aufgetragen. Ausreißer können die Korrelation verändern: Mit allen 312 Punkten ist $c_{r,g}^2 = 0.10$ und $s_g = 0.67$. Lässt man etwa die drei Punkte von "2" weg, so ist $c_{r,g}^2 = 0.15$ und $s_g = 0.65$.

4. 8. Zusammenfassung aller Fallstudien

In diesem Kapitel sind die zehn Fallstudien zusammengefasst. Die Tabelle 4-13 gibt eine Übersicht der verwendeten Korrekturen der Radardaten und deren Auswirkungen auf die Übereinstimmung mit den Daten der Regenmesser (Verifikation). Die Orographieuntersuchungen sind in der Tabelle 4-14 zusammengestellt. In der Tabelle 4-13 sind die Eingabedaten, Korrekturen der Radardaten und ihre Verifikation mit den Regenmesserdaten angegeben. Im Höhenabschnitt [0km,5km] wurde in allen Fallstudien (außer 22.9.93 Regenmesser und Lema) eine mittlere Abnahme der Regenintensität von 2dBR/km vorausgesetzt. Der prozentuale Anteil der durch die Interpolation veränderten Radarwerte beträgt im Mittel 6.1%. Der minimale und maximale Korrekturfaktor der Schmelzzonenkorrektur ist im Mittel 0.5 und 1.4 und die Gebietsgröße für das Glätten ist 18x18km².

Eingabedaten	Korrekturen der Radardaten optimiert anhand der Regenmesserdaten				Verifikation mit Regenmessern		Signifikanz
	Datum	Sichtbarkeit	Interpolation in %	BB-Faktor [Min, Max]	Glättung in km ²	$C_{r,g}^2$	
16.2.90	-2dBR/km [0km,5km]	5.3	[0.5, 1.5]	Glättungsgebiet 18x18km ²	0.14	0.45	[0.37,0.53]
7.18.7.90		7.4	[0.9, 1.7]		0.21	0.61	[0.54,0.67]
28./29.6.91		5.8	-		0.18	0.37	[0.28,0.45]
22.9.93 Albis / Dôle		6.1	[0.5, 1.3]		0.11	0.65	[0.57,0.72]
22.9.93 Regenmesser	---	---	---	keine Glättung	---	---	---
22.9.93 Lema	-3.4dBR/km	5.3	keine Schmelzzonenkorrektur	Glättungsgebiet 18x18km ²	---	---	---
24./25.1.94	-2dBR/km	7.4	[0.8, 1.3]		0.01	0.07	[-0.23, 0.35]
21.12.90	-2dBR/km in [0km,5km]	5.0	[0.4, 1.2]		0.10	0.16	[0.06,0.26]
18.12.91		6.8	[0.4, 1.3]		0.00	0.09	[0,0.18]
4.15.2.92		7.0	[0.3, 1.3]		0.02	0.16	[0.06,0.26]
18.5.94		4.2	[0.3, 1.4]		0.38	0.51	[0.43,0.58]
Mai 1994		6.8	[0.6, 1.2]	0.06	0.09	[0,0.18]	
"Mittelwert"	-2dBR/km	6.1	[0.5, 1.4]	18 x 18	0.12	0.32	

Tabelle 4-13: Zusammenfassung Korrektur der Radardaten

Die Tabelle beschreibt die auf die Radardaten angewendeten Korrekturen. Die letzten drei Kolonnen illustrieren die Verbesserung der Übereinstimmung mit den Regenmesserdaten und geben einen Konfidenzintervall zum 95% Niveau an (Kapitel 2.5.3.). Die fünf Ereignisse oberhalb der fettgedruckten Linie sind in den Kapiteln 4.2. bis 4.6. beschrieben, die unterhalb in Kapitel 4.7.

Die Glättung führt nicht immer zu dem maximal möglichen Bestimmtheitsmass (= Quadrat des Korrelationskoeffizient). Sie ist ein Kompromiß zwischen kleiner Veränderung der Radardaten und großer Verbesserung in der Übereinstimmung mit den Daten der Regenmesser. In den letzten drei Kolonnen ist die Übereinstimmung Radar-Regenmesser (g) der unkorrigierten (r) und der korrigierten Radardaten (rc) (Kapitel 3.1.) und ein 95%-Signifikanzintervall angegeben (Kapitel 2.5.3.). Alle vier Korrekturen zusammen verbessern das Bestimmtheitsmass im Mittel von 0.12 auf 0.32. Von den zehn Fallstudien sind drei Werte $c_{rc,g}^2$ nicht signifikant von Null verschieden (Gleichung 2-19): 24./25. 1.94, 18.12.91 und Mai 1994. Eine weitere Diskussion der Resultate erfolgt in den Schlussfolgerungen in Kapitel 5.2.

Wie in Kapitel 4.2. - 4.6. beschrieben, in Tabelle 4-13 aber nicht wiedergegeben, findet man bedeutende Unterschiede bei den optimalen vertikalen Reflektivitätsprofilen der fünf ersten Niederschlagsereignisse (Abbildung 4-20). Die unterschiedlichen Profile sind u.a. auf die verschiedenen Wettersituationen und Jahreszeiten zurückzuführen. So kann man sich die stärkeren Korrekturen vom 24./25. 1.94 mit den winterlichen und stratiformen Niederschlägen erklären. Diese Wettersituationen erfordern wegen den größeren Gradienten (Intensitätsabnahme mit der Höhe) eine stärkere Korrektur ("steiler") als Niederschlagssituationen im Sommer (z.B. 28./29.6.91). Zum Resultat der jahreszeitlichen unterschiedlichen Reflektivitätsprofile gelangen auch Joss und Pittini in ihren Untersuchungen (1991).

Die Tabelle 4-14 stellt die Resultate der Untersuchungen zum Orographieeinfluß zusammen. Die Varianz der Geländehöhe h korreliert im Mittel mit 10%, die Varianz der kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit vv mit 14% und die Varianz der grossräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit vv_l mit 31% am meisten mit der Varianz der aufsummierten Niederschlagsdaten. Bei einer Linearkombination der drei Variablen korreliert im Mittel 44% der Varianz mit der Varianz des korrigierten Radarbildes. Die unkorrelierten 56% haben hier nicht berücksichtigte Ursachen (Abbildung 5-1). Die große Anzahl Stichproben (ca. 10'000) hilft mit, dass alle aus den Fallstudien berechneten multiplen Bestimmtheitsmasse mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 1% verschieden von Null sind (Gleichung 2-20). Die mittleren Koeffizienten $k_1 = 4\text{mm/km}$, $k_2 = 3\text{mm/ms}^{-1}$ und $k_3 = 72\text{mm/ms}^{-1}$ sagen aus, dass man bei einem Geländehöhenanstieg von 1km ca. 4mm mehr Niederschlag erwartet, bei einer Veränderung der grossräumigen bzw. kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit um 1ms^{-1} eine Veränderung in der Niederschlagsmenge von 3mm bzw. 72mm. Um die mittleren Koeffizienten aussagenkräftiger vergleichen zu können (sie sind abhängig von der Wahl der Einheiten!), betrachtet man die mittleren Produkte der Koeffizienten mit den entsprechenden Standardabweichungen.

chungen dividiert durch die mittlere Standardabweichung des korrigierten Radarniederschla-
ges ($\text{stdev}(rc)=21.2\text{mm}$): Die Resultate sind in Tabelle 5-3 zusammengestellt. Sie
bestätigen den aus den einfachen Bestimmtheitsmassen gezogenen Schluß, dass die Var-
ianz der grossräumigen Vertikalgeschwindigkeit am meisten mit der Varianz des korri-
gierten Radarbildes korreliert ist, hingegen die Varianz der Geländehöhe und die Varianz
der kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit deutlich weniger.

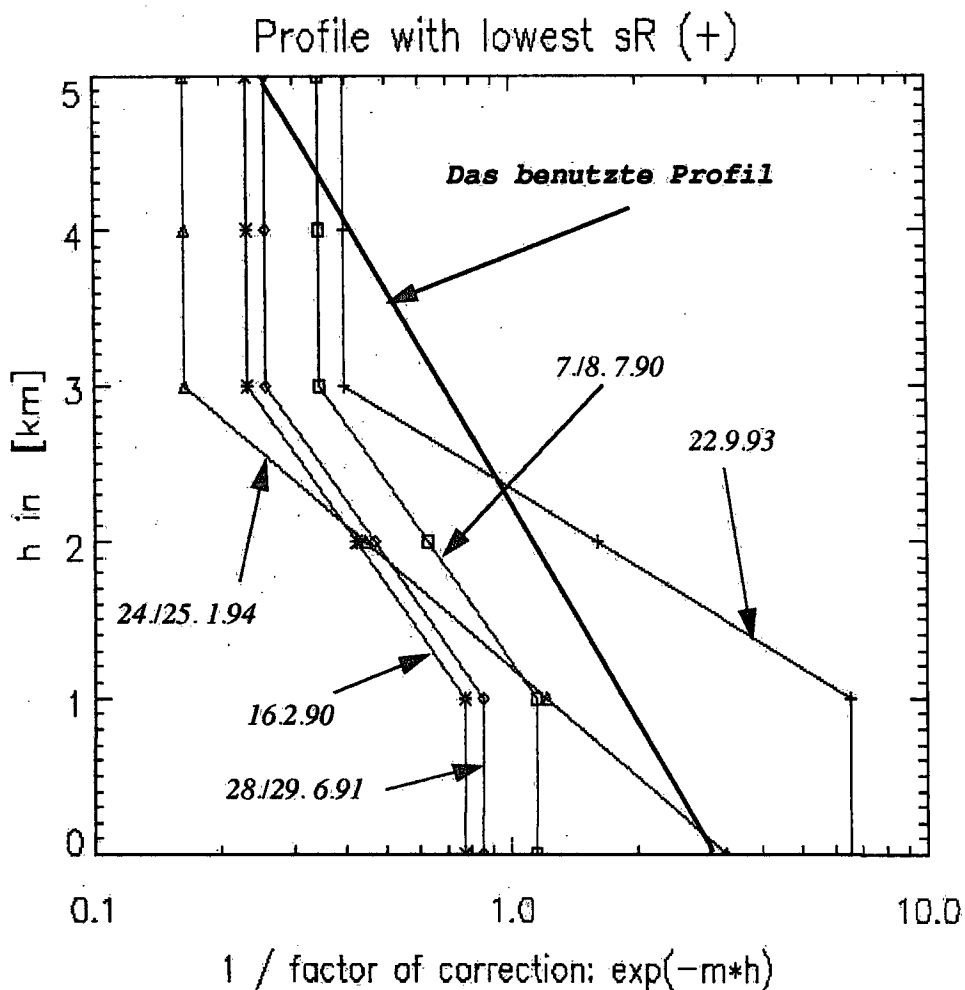


Abbildung 4-20: Fünf optimale vertikale Profile

Für fünf Niederschlagsereignisse ist das zur größten Übereinstimmung Radarwerte-Regenmes-
serwerte führende Korrekturprofil aufgezeichnet. Das in allen Fallstudien zur Korrektur be-
nutzte Profil ist in fett gezeichnet und korrigiert Radarwerte aus beispielsweise 3km Höhe mit
einem Faktor 4.

Eingabedaten				Einfache Korrelationen			Multiple Korrelation	
Datum	Wind in °	Zentrum in kmCH	Größe in km ²	$C_{rc, h}^2$	$C_{rc, vv}^2$	$C_{rc, vvl}^2$	Korrigierter Radarniederschlag	m_{cc}^2
16.2.90	310	660/180	250x250	0.27	0.06	0.18	$rc = 9h + 1vv + 23vvl$	0.42
7.18. 7. 90	315	730/210	200x160	0.25 neg. K.	0.16	0.49	$rc = -5h + 4vv + 66vvl$	0.62
28./29. 6. 91	290	620/335	120x120	0.07	0.20	0.66	$rc = 3h + 2vv + 195vvl$	0.68
22.9.93 Albis / Dôle	135	670/180	140x280	0.12	0.13	0.31	$rc = 12h + 2vv + 68vvl$	0.43
22.9.93 Regenmesser	135	670/180	140x280	0.19	0.06	0.09	$g = 16h + 6vv + 30vvl$	0.28
22.9.93 Lema	135	670/110	140x140	0.03	0.07	0.11	$rc = 16h + 8vv + 68vvl$	0.21
24./25.1. 94	300	630/250	320x280	0.50	0.11	0.40	$rc = 3h + 2vv + 73vvl$	0.42
21.12.90	330	660/250	200x200	0.01 neg. K.	0.20	0.33	$rc = -1h + 4vv + 27vvl$	0.38
18.12.91	315			0.33	0.21	0.47	$rc = 6h + 3vv + 35vvl$	0.60
4.15. 2. 92	315			0.24	0.22	0.36	$rc = 15h + 19vv + 106vvl$	0.47
18.5.94	90			0.32 neg. K.	0.01	0.04	$rc = -22h - 33vv + 71vvl$	0.35
Mai 1994	315			0.0	0.23	0.32	$rc = -3h + 20vv + 101vvl$	0.42
Mittelwert	---			---	200x200	0.10	0.14	0.31

Tabelle 4-14: Zusammenfassung Orographieeinfluß

Die Tabelle fasst neben Datum und 700hPa-Wind die Gebietszentren und -größen, die einfachen Bestimmtheitsmasse und die wichtigsten Werte der multiplen Regression der verschiedenen Fallstudien zusammen. Alle berechneten multiplen Bestimmtheitsmasse sind signifikant verschieden von Null.

5. Schluß

5.1. Übersicht

Das Radar hat sich bis anhin bei langjähriger Verwendung im Wetterdienst vor allem als Grundlage für die *qualitative* Erfassung von Struktur und Verlagerung von Niederschlagsfeldern in Echtzeit bewährt. In dieser Arbeit wurde ein Schritt in Richtung Verwendung von Radar für *quantitative* Aussagen gemacht. Die Arbeit zeigt, dass das Radar auch für allgemeine meteorologische Untersuchungen gebraucht werden kann. Im vorliegenden Fall folgen daraus quantitative Aussagen über den Einfluß der Orographie auf den Niederschlag.

Im Kapitel 5.2. sind die aus allen zehn Fallstudien (Kapitel 4.2. bis 4.8.) gezogenen Schlussfolgerungen zusammengestellt. Es wurde versucht, Antworten auf die in Kapitel 1.2.2. aufgestellten Ziele zu geben. Die dort formulierten Fragen werden als Überschriften wiederholt. Kapitel 5.3. beschreibt Vorschläge, was von den unternommenen Studien und Resultaten über diese Arbeit hinaus zur Anwendung kommen könnte. Im Kapitel 5.4. sind Probleme und Fragen zusammengefaßt, welche zu beantworten über den Rahmen dieser Untersuchungen hinaus gehen. Man kann sie als Ausblick und mögliche neue Forschungsrichtungen verstehen.

5.2. Schlussfolgerungen

a) Wie muß man die Radardaten korrigieren?

Korrekturen der Radardaten sind notwendig:

Die Korrekturen verbessern die Übereinstimmung der Daten vom Radar mit denen der Regenmesser wesentlich. Das Quadrat des Korrelationskoeffizienten oder das Bestimmtheitsmass steigt im Mittel von 0.12 auf 0.32, am 22.9.93 gar von 0.11 auf 0.65 (Kapitel 4.5.2.) und ist in sieben von zehn Fallstudien zum 5%-Niveau signifikant von Null verschieden (Tabelle 4-13). Diese Erhöhung der Übereinstimmung mit einer unabhängigen Datenquelle illustriert den Nutzen der Korrekturen der Radardaten (Tabelle 5-1).

Je nach Betrachtungsweise ist ein mittleres Bestimmtheitsmass von 0.32 immer noch bescheiden. Dies kann „von der Radarseite“ physikalisch begründet werden: Sichtbarkeitsprobleme, Bodenechos, Variabilität im vertikalen Reflektivitätsprofil, horizontale Drift des Niederschlages und Änderungen in der Z-R-Beziehung. Die ersten drei Punkte werden entsprechend den Erkenntnissen aus dieser Arbeit in der neuen Generation der CH-Radargeräte wesentlich verbessert. Auch sind die Regenmesser nur beschränkt repräsen-

tativ für den Radarwert. Damit verknüpft ist die Frage nach der Bedeutung der Definition der Regenmesserdaten als *Bodenwahrheit*. Das Gelände hat dabei nicht nur einen Einfluß auf den Niederschlag, sondern auch auf seine Messung, sei sie mit Radar oder mit Regenmessern (Müller-Lemans et al, 1993).

(Mittelwerte)	Bestimmtheitsmass Radardaten-Regenmesserdaten	Reststreuung s_g
Unkorrigierte Radardaten	$c_{r,g}^2 = 0.12$	0.73
Korrigierte Radardaten	$c_{rc,g}^2 = 0.32$	0.60

Tabelle 5-1: Korrekturen der Radardaten und Regenmesservergleich

Die Korrekturen der Radardaten erhöhen im Mittel aller zehn Fallstudien das Bestimmtheitsmass von 0.12 auf 0.32 und vermindern die Reststreuung von 0.73 auf 0.60. Für die Korrelation wurden alle Regenmesser der Schweiz verwendet, welche die Bedingungen von Gleichung 3-3 erfüllen (im Mittel 280 Regenmesser).

Die Korrekturen sind weiterzuentwickeln:

Die Verbesserung der Übereinstimmung Radarwerte - Regenmesserwerte ist in dieser Arbeit in erster Linie auf das Glätten zurückzuführen. Die ersten drei der vier Korrekturen verschlechtern teilweise die Übereinstimmung (Tabelle 4-12). Dies zeigt, dass die Korrekturen (bis auf das Glätten) nur begrenzt übertragbar sind, d.h. nur begrenzt auf ein beliebiges Niederschlagsereignis angewendet werden können. Es sind weitere Anstrengungen zur Verbesserung nötig (mit neuen Radargeräten in Realisierung begriffen). Die nur im eindimensionalen durchgeführte Interpolation (Kapitel 3.3.) wäre in eine zweidimensionale Interpolation auszubauen und die Schmelzzonenkorrektur (Kapitel 3.4.) zu verfeinern.

Das vertikale Reflektivitätsprofil ist dem Niederschlag anzupassen

Bei der Benutzung des *optimalen* Profils für das einzelne Niederschlagsereignis, wird die Übereinstimmung mit den Regenmessern besser, als bei der Korrektur mit einem festen 2dBR/km-Profil (Kapitel 3.2. und Tabelle 4-12). Ein fest gewähltes Profil kann der grossen Variabilität der Höhenabhängigkeit der Reflektivität nicht Rechnung tragen (Bestätigung von Joss und Waldvogel, 1988).

Korrekturen der Radardaten verändern den Orographieeinfluß:

Die Korrekturen der Radardaten verändern nicht nur die Übereinstimmung mit den Regenmesserdaten, sondern auch den mit der Varianz des Geländes korrelierten Anteil der Varianz der Niederschlagsverteilung der Radardaten. Tabelle 5-2 vergleicht die Gleichung

chungen der multiplen Regression, die Bestimmtheitsmasse und die Reststreuungen vor und nach den Korrekturen. Der Vorzeichenwechsel vom Koeffizienten k_1 der Geländehöhe h ist auf die Sichtbarkeitskorrektur zurückzuführen. Vor der Sichtbarkeitskorrektur korreliert der Radarniederschlag mit den hoch liegenden Gebieten, d.h. schlecht sichtbaren Pixel, manchmal negativ. Die Sichtbarkeitskorrektur multipliziert die schlecht sichtbaren Werte mit einem Faktor größer eins, was eine (künstliche?) positive Korrelation Radarniederschlag - Geländehöhe zur Folge haben kann.

(Mittelwerte)	Gleichung der multiplen Regression	Bestimmtheitsmasse m_{cc}^2	Reststreuung s_r
Unkorrigierte Radardaten	$r = -2h + 0.5vv + 33vvl$	0.26	0.77
Korrigierte Radardaten	$rc = 4h + 3vv + 72vvl$	0.44	0.59

Tabelle 5-2: Korrekturen der Radardaten und Orographieeinfluß

Die Korrekturen der Radardaten erhöhen im Mittel aller Fallstudien das Bestimmtheitsmass von 0.26 auf 0.44 und vermindern die Reststreuung von 0.77 auf 0.59.

b) Kann man in den Radardaten einen Einfluß des Gebirges erkennen?

Der Orographieeinfluß auf den Niederschlag ist quantifizierbar:

Dass die Orographie auf den Niederschlag einen wesentlichen Einfluß hat, ist nichts neues. Anhand von zehn Fallstudien wurde in dieser Arbeit versucht, einige seiner Komponenten zu quantifizieren. In den untersuchten Fällen kann die Geländehöhe im Durchschnitt 10%, die kleinräumige vertikale Windgeschwindigkeit 14% und die großräumige vertikale Windgeschwindigkeit 31% der Varianz der Radardaten erklären (Tabelle 4-14 und Abbildung 5-1).

$rc = k_1h + k_2vv + k_3vvl$	Höhe h	Gradient vv	GRADIENT vvl	Kapitel
Koeffizient k_i	4mm/km	3mm/ms ⁻¹	72mm/ms ⁻¹	2.5.2. und 4.2.
$\frac{k_i \cdot stdev(x_i)}{stdev(rc)}$	10%	11%	43%	4.2. und 4.8.
c_{rc, x_i}^2	10%	14%	31%	2.5.1. und 2.6.

Tabelle 5-3: Verschiedene Berechnungsarten

Verwendet man das Produkt von Koeffizient und normierter Streuung als Kriterium zur Bestimmung des mit den Varianzen der Orographievariablen korrelierten Anteils der Varianz der Niederschlagsverteilung, so korreliert die Varianz der Geländehöhe h etwa gleich wie die Varianz der kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit vv . Ein ähnliches Resultat erhält man mit dem Kriterium der Bestimmtheitsmasse.

Wegen der gegenseitigen Abhängigkeit der Variablen (z.B. ist der Mittelwert von $c_{vv, vv}^2=0.25$), entspricht die Summe der Quadrate der einzelnen Korrelationskoeffizienten (0.55) nicht dem mit der Varianz der Orographie korrelierten Anteil der Niederschlagsvarianz der multiplen Regression von 44%. Das Bestimmtheitsmass der multiplen Korrelation ist in allen Fallstudien zum 1%-Niveau signifikant von Null verschieden (Tabelle 4-14).

Die mittleren Koeffizienten der multiplen Regression geben an, dass bei einem Geländehöhenanstieg von 1km 4mm mehr Niederschlag, bei einer Veränderung der grossräumigen bzw. der kleinräumigen vertikalen Windgeschwindigkeit um 1ms^{-1} eine Veränderung in der Niederschlagsmenge von 3mm bzw. 72mm zu erwarten ist (Kapitel 4.8.). Auch das Produkt der Koeffizienten mit dem entsprechenden Verhältnis $stdev(x_i) / stdev(rc)$ gibt Auskunft über den relativen Erklärungsanteil der drei Regressionsparameter an der gesamten Varianz. Eine weitere Möglichkeit für das Quantifizieren der einzelnen Korrelationsanteile ist das Bestimmtheitsmass der linearen Korrelation. Die drei Möglichkeiten sind in Tabelle 5-3 zusammengestellt.

Der Einfluß des Geländes auf die Niederschlagsverteilung kam in der Fallstudie vom 28./29. 6. 91 am deutlichsten zum Ausdruck. So korreliert in der dazugehörigen vom Radar geschätzten Niederschlagsverteilung in einem $14'400\text{km}^2$ grossen Gebiet 68% der Varianz mit der Varianz der Orographie (Kapitel 4.4.).

GESAMTE VARIANZ DES NIEDERSCHLAGES IN DEN RADAR DATEN: 100%

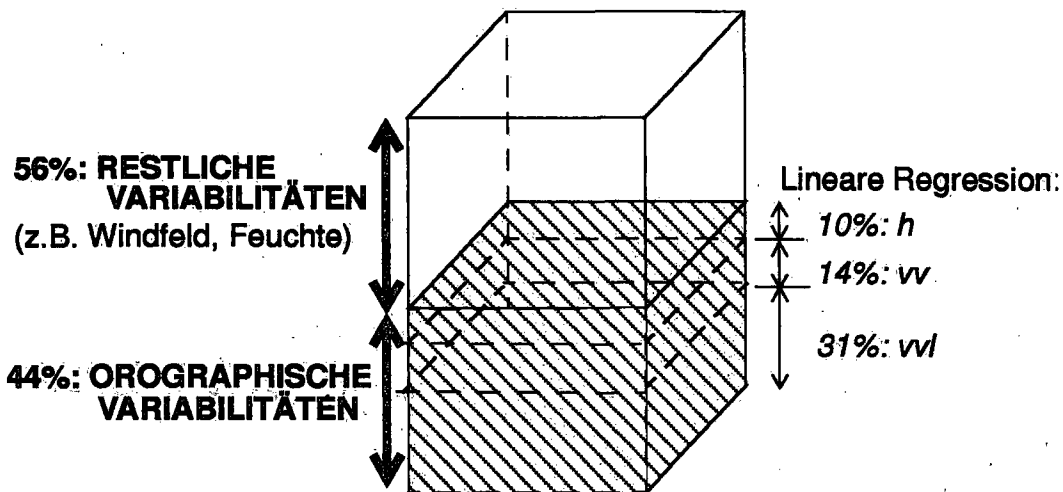


Abbildung 5-1: Beiträge zur Varianz des Niederschlages

Wieviel der korrigierten Niederschlagsverteilung des Radars kann im Mittel mit der Orographie erklärt werden? Die Summe der Bestimmtheitsmasse der einzelnen die Orographie beschreibenden Variablen ist 55%. Wegen der gegenseitigen Abhängigkeiten der Variablen untereinander, kann eine geeignete Linearkombination in der multiplen Regression weniger, nämlich 44% der Varianz der Niederschlagsverteilung erklären.

Die Orographie besitzt eine zweifache Niederschlagsbeeinflussung

Das Gebirge hat einen doppelten Einfluß auf die mit Radar gemessene Niederschlagsverteilung: Eine orographische Niederschlagsbeeinflussung (Luv-Lee) und eine instrumentelle Niederschlagsbeeinflussung (Sichtbarkeit, Bodenechos). Man muß sich bei einer orographieabhängigen Veränderung der Radardaten (Sichtbarkeitskorrektur) der Gefahr bewußt sein, das man die nachfolgend interessierende Orographieabhängigkeit eventuell scheinbar erhöht (wie im Kapitel 1.1. ausführlich besprochen).

Untersuchung des gleichen Niederschlages mit zwei Radargeräten:

Im Kapitel 4.5.4. wurde das gleiche Niederschlagsereignis mit den Radargeräten Albis/Dôle und Lema aus zwei unterschiedlichen Richtungen untersucht. Dies war deshalb möglich, weil konvektive Elemente Radarechos bis in grosse Höhen beobachten liessen und daher Echos sowohl von der Alpennordseite wie auch von der Alpen Südseite gut sichtbar waren (Abbildung 4-13). Die beiden Niederschlagsschätzungen und die daraus abgeleiteten verschiedenen Aussagen über den Orographieeinfluß, lassen die unterschiedlichen Sichtbarkeiten, Sichtbarkeitskorrekturen (Korrekturprofil), Distanzen zum Radar und verschiedene räumliche und zeitliche Auflösungen zu Tage treten (Tabelle 4-9).

c) Möglichkeiten und Grenzen der Verwendung des Radars im Gebirge?

Die Vorteile einer Niederschlagsschätzung mit dem Radar im Gebirge sind in erster Linie die gute zeitliche und räumliche Auflösungen der Daten. So liefert das Radar beispielsweise im $140 \times 280 \text{ km}^2$ grossen Untersuchungsgebiet vom Briger Unwetter (Kapitel 4.5.3.) alle zehn Minuten eine Stichprobe von 10'000 Punkten, während im gleichen Gebiet ca. 50 ANETZ-Stationen ebenfalls 10-Minutendaten und die ca. 100 Regennmesser aber je nur eine Messung für die ganzen 24 Stunden zur Verfügung stellen können.

Die Grenzen der Verwendung des Radars im Gebirge werden durch die Reduktion der Sichtbarkeit und durch die Menge Bodenechos gesetzt (Kapitel 3.2.). Es bleibt abzuwarten, wie gut die neue Generation von CH-Radargeräten die dominanten Radarprobleme (Sichtbarkeit, Bodenechos) korrigieren kann.

5.3. Anwendungen

Vorschläge für die Korrekturen der Radardaten:

Als Folge der Untersuchungen können Reflektivitätsprofile angegeben werden (Abbildung 4-20). Die aus den ersten fünf Fallstudien gewonnene *optimale* Reflektivitätskorrektur beträgt 2 dBZ/km oder 3 dBZ/km (siehe dazu Gleichung 3-7). Mit dem Qualitätskriterium

des Bestimmtheitsmasses der linearen Korrelation Radardaten - Regenmesserdaten lässt sich auch ein der Anwendung angepaßtes und zurückhaltendes Glätten der Radardaten finden (Kapitel 3.5.). Die entwickelten Algorithmen der Interpolation (Kapitel 3.3.) und der Schmelzzonenkorrektur (Kapitel 3.4.) verbessern die Übereinstimmung der Radardaten mit den Regenmesserdaten nur wenig und erfordern weitere Verbesserungen.

Anwendung der Verfahren auf Jahresniederschläge:

Man könnte die aus 24 und 48 stündigen Ereignissen und in ca. $200 \times 200 \text{ km}^2$ grossen Gebieten gewonnenen Verfahren (Korrekturen und multiple Regression) auf längere Zeitabschnitte und größere Flächen, z.B. Jahresniederschläge im Alpenraum, anwenden. Man muß dabei aber Vorsicht üben. Dies, weil sich dem Jahresniederschlag als Summe vieler Einzelereignisse u.a. nicht eine bestimmte Wetterlage zuordnen lässt. Welches ist die repräsentative Windrichtung? Dieses Problem besteht auch bei Monatsniederschlägen (Mai 1994 im Kapitel 4.7.). Die Definition windrichtungsabhängiger vertikaler Windgeschwindigkeiten wäre gegeben, wenn man ähnlich zu Basist et al (1994) eine *mittlere jährliche* Windrichtung und Windstärke definieren würde (Kapitel 1.3.).

Weil sich der Einfluß der Windrichtung im Jahresmittel reduzieren wird, ist bei der Jahresniederschlagssumme mit einer relativen Vergrößerung der Abhängigkeit von der Geländehöhe zu rechnen (im Vergleich zu Einzelereignissen). Man kann sich vorstellen, dass bei einer Überlagerung mehrerer Südstaulagen mit mehreren Nordstaulagen, in der Jahressumme die Region des Alpenkamms die größten Niederschlagsmengen erhält. Der Luv/Lee Effekt gemittelt über ein Jahr, würde sich damit als eine Niederschlagsvermehrung im Gebirge manifestieren.

5. 4. Ausblick und Anregungen für weitere Arbeiten

Verbesserung der Korrekturen:

Wie kann man die vorgeschlagenen Interpolations- und Schmelzzonenkorrekturen verbessern? Unberücksichtigt blieben neben der *Echoabnahme* mit zunehmender Distanz (Smith, 1990) die *Strahlöffnung* für die Definition der Sichtbarkeitshöhe. Würde eine Berücksichtigung dieser Phänomene zu besseren Resultaten führen?

Reihenfolge der Korrekturen:

Eine Diskussion der Reihenfolge der Korrekturen wurde nur teilweise durchgeführt (Kapitel 3.1.). Was hat z.B. ein Vertauschen der Sichtbarkeitskorrektur mit dem Glätten für Konsequenzen?

Berücksichtigung des Orographieeinflusses bei der Eichung der Radargeräte:

Es ist abzuklären, wie weit die Kenntnisse (orographiebedingter) niederschlagsreicher Gebiete Aussagen zur Repräsentativität der Regenmesser zulassen. Hat die Orographie einen Einfluß auf das vertikale Profil der Reflektivität? Wieviel Niederschlag entsteht in Bodennähe und wird vom Radar nicht "gesehen"? Antworten auf diese Fragen sind auch bei der Bestimmung der Repräsentativität der Regenmesser für die Eichung der Radargeräte von Nutzen.

Verwendung der optimalen Gleichung und COTREC:

Es ist abzuklären, wie weit die Resultate der multiplen Regression (Tabelle 5-2) und ein COTREC-Verfahren (Li, 1994) bei einer Prognose der Niederschlagsverteilung mit Berücksichtigung der Orographie von Nutzen sein kann.

Weitere Fragen und Anregungen:

- Wie stark unterscheiden sich die vorliegenden Verteilungen von Normalverteilungen?
- Welches sind die Konsequenzen der Annahme von linearen Zusammenhängen? Wo sind lineare und wo logarithmische zu verwenden?
- Denkbar wäre der Einbau von Radardaten in MESOMOD und ein Vergleich Radarniederschlag-Modellniederschlag. Wieviel der Varianz des Modellniederschlages ist mit der Varianz der Orographie korreliert?
- Ist der Orographieeinfluß auch in Satellitenbilder quantifizierbar? (Abbildung 5-2)

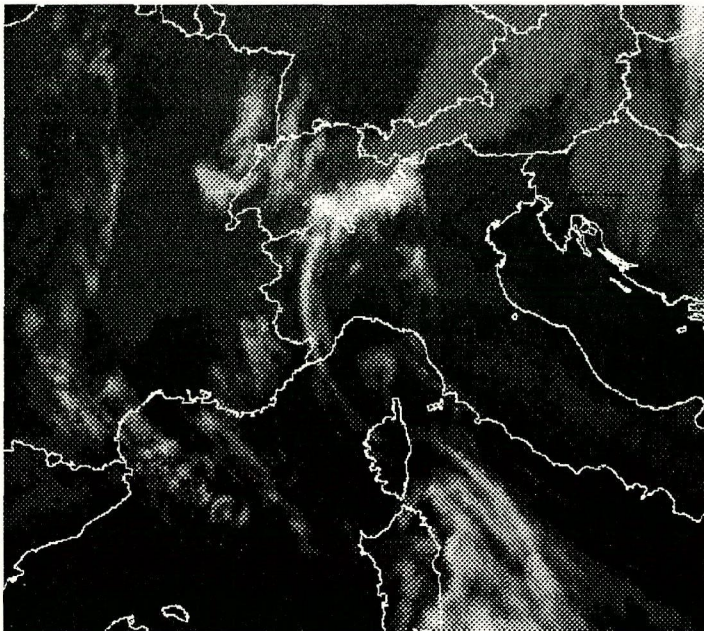


Abbildung 5-2: Untersuchung des Orographieeinflusses mit Satellitenbildern?

Die Abbildung zeigt ein Infrarotbild von Meteosat 5 vom 6. Februar 1995 mit dem Golf von Genua im Zentrum.

Ein Hoch über Westeuropa bewirkte über den Alpen eine antizyklonale Nordwestströmung, welche mit einer Wellenbewegung und genügend Feuchte in der Höhe, auf der Alpensüdseite eine Lee-Bewölkung verursachte.

Referenzen

- Alpenwetterstatistik (Witterungskalender), 1985, herausgegeben von der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Oktober 1985
- ALPEX, Experiment Design, GARP-ALPEX, 1982, No. 1, p. 40
- Andrieu H. und J. D. Creutin, 1991: Effect of the vertical profile of reflectivity on the rain assessment at the ground level. 25th Conference on Radar Meteorology, Paris, France
- Andrieu H. und J. D. Creutin, 1995: Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. Part I und Part II, Journal of applied Meteorology 1/95, p. 225-259
- Atlas, D., 1964: Advances in radarmeteorology. Advances in Geophysics, Vol.10, 1964, Academic Press, New York
- Basist A., G. D. Bell und V. Meentemeyer, 1994: Statistical relationships between topography und precipitation patterns, Journal of Climate Vol.7, Sept. 1994, p. 1305 - 1355
- Battan L., 1973: Radar observation of the atmosphere, University of Chicago Press
- Bergeron T., 1959: Über den Mechanismus der ausgiebigen Niederschläge (Vortrag anlässlich der 1. Tagung der DMG, Bad Kissingen 1949). Bericht des Deutschen Wetterdienstes US-Zone 12, p. 225-232
- Bergeron T., 1965: On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography, Suppl. Proc. Int. Conf. Cloud Phys., Tokyo, p. 96-100
- Blumer F., 1993: Über die Höhenabhängigkeit des Niederschlags in Innsbruck, Geographisches Institut der ETHZ, Abteilung Hydrologie
- Boesch R., 1993: Modellierung von Niederschlagsverlagerungen mit Radardaten, Dissertation an der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich
- Bronstein I. N. und K. A. Semendjajew, 1979: Taschenbuch der Mathematik, Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig und Verlag Nauka, Moskau
- Browning K.A. und C. W. Pardoe, 1973: Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts, Quart. J. R. Met. Soc. (1973), 99, p. 619-638
- Browning K.A., F. F. Hill und C.W. Pardoe, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector, Quart. J. R. Met. Soc. (1974), 100, p. 309-330
- Browning K.A., C. W. Pardoe und F. F. Hill, 1975: The nature of orographic rain at wintertime cold fronts, Quart. J. R. Met. Soc. (1975), 101, p. 333-352
- Cavalli R., 1983: The operational Swiss weather radar information distribution network, 22nd Conference on Radar Meteorology, Zürich, Switzerland, p. 21-24
- Collier C. G., 1990: Radar data processing and short-period forecasting in the United Kingdom, radar in meteorology, Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference, Boston 1990, p. 605
- Doviak R. und D. Zrnic, 1984: Doppler radar and weather observations, Academic Press Inc., Orlando, Florida

- Freydank E., 1986: Die quantitative Berücksichtigung der Zusammenhänge zwischen Niederschlagsverteilung, Orographie und der Wetterlage, Dissertation an der Technischen Universität Dresden
- Galli G., 1984: Generation of the Swiss radar composite, 22nd Conference on Radar Meteorology, Zürich, Switzerland, p. 208-213
- Galli G. und J. Joss, 1983: Errors in measuring of precipitation with operational radars at long ranges in the Swiss alps using projections of maximum reflectivity, 21st Conference on Radar Meteorology, Edmonton, Canada
- Galli G. und J. Joss, 1995: Radar products - a description for the users -, Swiss Meteorological Institute, Osservatorio Ticinese, CH-6605 Locarno-Monti
- Gedzelman S. D., 1980: The science and wonders of the atmosphere, City College of New York, Wiley & Sons, Inc.
- Hächler P., 1989: Radaranleitung, Arbeitsbericht No. 154 der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, Mai 1989
- Hardaker P. J., A. R. Holt und C. G. Collier, 1993: Correcting for the radar Bright Band in single polarisation radar echoes, 26th International Conference on Radar Meteorology, Norman Oklahoma, p. 763 - 764
- Hartung J., B. Elpelt und K. Klösner, 1991: Statistik, R. Oldenbourg Verlag München Wien
- Hartung J. und B. Elpelt, 1992: Multivariate Statistik, R. Oldenbourg Verlag München Wien
- Held E. und J. Joss, 1994: The influence of the orography on precipitation seen by the Swiss radars. COST 75 Seminar on Advanced Radar Systems, Brussels, 20.-23.9.1994
- Hill F. F. und K. A. Browning, 1981: The use of climatological and synoptical data for forecasting orographic enhancement of rainfall, Proc. IAMAP Symposium, Hamburg, 25-28. August 1981, p. 207-212
- Hill F. F., K. A. Browning und M. J. Bader, 1981: Radar and raingauge observations of orographic rain over South Wales, Quart. J. R. Met. Soc. (1981), 107, p. 643-670
- Huggel A., 1994: Radarmessung stratiformer Niederschläge, Einbezug des hellen Bandes in die Z-R Relation, Diplomarbeit am Labor für Atmosphärenphysik der ETH Zürich unter Leitung von Prof. A. Waldvogel
- Hummel J und R. Ziegler, 1976: Korrelation und Kausalität, Band I, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart
- Johnson G.L. und C.L. Hanson, 1995: Topographic and atmospheric influences on precipitation variability over mountainous watershed, J. of Applied Meteorology, Volume 34, January 1995
- Joss J. und G. Kappenberger, 1984: Quantitative measurement of precipitation with radar in an alpine country, 22nd Conference on Radar Meteorology, Zürich, Switzerland
- Joss J. und A. Pittini, 1991: Real-time estimation of the vertical profile of radar reflectivity to improve the measurement of precipitation in an alpine region, J. of Meteo-

rology and Atmospheric Physics 47, p. 61-72

- Joss J. und A. Waldvogel, 1988: Precipitation measurement and hydrology, Radar in Meteorology, Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference, Boston 1990, p. 577-606
- Joss J. und A. Waldvogel, 1989: Precipitation estimates and vertical reflectivity profile corrections, 24th Conference on Radar Meteorology, Tallahassee, Florida
- Kahlig P., 1986: Orography and precipitation, 19. internationale Tagung für alpine Meteorologie, ITAM-86, Rauris, Österreich
- Lang, H., 1985: Höhenabhängigkeit der Niederschläge, in: Der Niederschlag in der Schweiz, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Hydrologie 31
- Li L., 1994: On the use of variational analysis for determining the motion, growth and decay of radar echoes over complex orography, Dissertation ETH No.10823, Zürich
- Lütschg O., 1945: Zum Wasserhaushalt im schweizerischen Hochgebirge, 1. Band, Beiträge zur Geologie der CH - geotechn. Serie - Hydrologie, Zürich
- Müller-Lemans H., G. Kappenberger und U. Steinegger, 1993: Methodische Aspekte der Niederschlagsbestimmung im Alpenraum, Zürcher Geographische Schriften, 53
- Orlanski I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes, Bulletin American Meteorological Society, Volume 56 number 5, May 1975
- Ryden, B.E., 1973: On the problem of vertical distribution of precipitation, especially in areas with great high differences, Distribution of precipitation in mountainous areas, WMO No. 326, Vol I, p. 184-187 and Vol II, p. 362-372, WMO Geneva
- Sinclair M. R., 1994: A diagnostic model for estimating orographic precipitation, J. Appl. Meteorology, 33, p. 1163-1175
- Smith C. J., 1983: The reduction of errors caused by Bright Bands in quantitative rainfall measurements using radar. J. Atmos. Oceanic. Technol., 3, p. 129-141
- Smith P. L., 1990: Precipitation measurement and hydrology: Panel Report, Radar in Meteorology, Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference, Boston 1990, p. 609
- Smith R. B., 1986: The role of moist processes in mountain effects, Observation, theory and modelling of orographic effects, Seminar / workshop 1986, ECMWF, Shinfield Park, Reading, U.K.
- Spinedi F., Kappenberger G. und S. Sartori, 1993: Le alluvioni del Settembre - Ottobre 1993 sul Versante sudalpino, un rapporto preliminare dell' ISM
- Stidd C. K. und L. B. Leopold, 1959: The geography of average monthly rainfall, Hawaii, Met. Monographs 1, No. 3, p. 24-33
- Von Salis J. R., 1983: Notizen eines Müssiggängers, Orell Fuessli
- Waldvogel A., 1972: Über den N_0 -Sprung von Tropfenspektren. Wiss. Mitteilung Nr. 68, Eidg. Kommission zum Studium der Hagelbildung und der Hagelabwehr, ETH Zürich
- Weischet W., 1991: Einführung in die allgemeine Klimatologie, B. G. Teubner Stuttgart

Verzeichnis der Symbole

A_e :	Effektive Fläche Empfangsantenne in m^2
$avg(x)$:	Mittelwert der x_i
bbh :	Höhe der Schmelzzone in km
c :	Lichtgeschwindigkeit: $2.998 \cdot 10^8 \text{ ms}^{-1}$
C :	Radarkonstante in W/m
c_f :	Korrekturfaktor der Schmelzonenkorrektur
$c_{x,y}$:	Korrelationskoeffizient der linearen Korrelation
$c_{x,y}^2$:	Bestimmtheitsmass der linearen Korrelation
$c_{y(x_1, \dots, x_n)}$:	Korrelationskoeffizient der multiplen Korrelation
$cond$:	Konditionen: $(r > 0mm) \wedge (g > 0mm) \wedge (h_{vis} < 5kmuM)$
d :	Distanz vom Radar in km
D :	Streudurchmesser, Tropfendurchmesser in mm
e :	Wasserdampfdruck in hPa
ϵ_0 :	Dielektrizitätskonstante im Vakuum: $8.85 \cdot 10^{-12} \text{ N}^{-1}\text{m}^{-2}\text{C}^2$
ϵ_r :	relative Dielektrizitätskonstante bezogen auf das Vakuum
ϕ :	Elevation Radarstrahl in $^\circ$
Φ, Θ :	Vertikaler und horizontaler Öffnungswinkel Radarstrahl in $^\circ$
g :	Niederschlag der Regenmesser in mm
G :	Antennengewinn
\vec{G} :	Geländegradient
h :	Höhe über Meer in m oder km
h_{vis} :	Sichtbarkeitshöhe über Meer in km
$k(h)$:	Korrekturprofil der Sichtbarkeitskorrektur
K :	Komplexer Brechungsindex
$kmCH$:	km-Koordinaten der Schweizerischen Landestopographie
L :	Pulslänge Radarstrahlen in m
λ :	Wellenlänge Radarstrahlen in cm
m :	Steigung des Korrekturprofils der Sichtbarkeitskorrektur
mf :	Maximalfaktor der Sichtbarkeitskorrektur
m_{cc} :	Korrelationskoeffizient der multiplen Korrelation
m_{cc}^2 :	Bestimmtheitsmass der multiplen Korrelation
$m_{x,y}$:	Kovarianz
μ :	Wahrer Mittelwert

μ_0 :	Permeabilität im Vakuum: $1.26 \cdot 10^{-6} \text{ mkgC}^{-2}$
n:	Absoluter Brechungsindex
N:	Anzahl Messungen, Refraktivität
N_k :	Anzahl Pixel in Kreis
p:	Niederschlag in mm
P:	Luftdruck in hPa
PRF:	Pulsrepetitionsfrequenz in s^{-1}
\bar{P}_r :	Durchschnittlich beim Radar ankommende Leistung in W
P_t :	Vom Radar ausgesendete Leistung in W
r:	Unkorrigierter Niederschlag vom Radar in mm
rv:	r nach Sichtbarkeitskorrektur in mm
rvi:	rv nach Interpolation in mm
rvib:	rvi nach Schmelzzonenkorrektur in mm
rvibs:	rvib nach Glättung in mm
rc:	Korrigierter Niederschlag vom Radar in mm
ρ :	Wahrer Korrelationskoeffizient
R:	Niederschlagsintensität in mmh^{-1}
R_d :	Kreisring im Abstand d von der Radarstation
R_{Erde} :	Erdradius: 6370km
R_k :	Krümmung Radarstrahl
s_g :	Normierte Reststreuung von g bei der linearen Korrelation
s_r :	Normierte Reststreuung von r (rc) bei der multiplen Korrelation
stdev(x):	Standartabweichung der x_i
σ^2 :	Wahre Varianz
σ_s :	Streuquerschnitt in mm
T:	Temperatur in °C
τ :	Impulsdauer
v:	Ausbreitungsgeschwindigkeit in Materie in ms^{-1}
V:	Zielvolumen in m^3
vv:	Kleinräumige vertikale Windgeschwindigkeit in ms^{-1}
vvl:	Grossräumige vertikale Windgeschwindigkeit in ms^{-1}
\vec{W} :	Windvektor
window:	Untersuchungsgebiet für die multiple Regression
Z:	Radarreflektivität in mm^6m^{-3}

Dank

Ich möchte mich bei Jürg Joss bedanken; er hat mir während meiner Arbeit immer wieder die richtungsweisenden Impulse gegeben. Dabei hat er sich stets die Zeit genommen, mich von seinen Erfahrungen und von seinem außergewöhnlichen physikalischen Verständnis profitieren zu lassen.

Ich möchte mich auch bei meinem Doktorvater Prof. A. Waldvogel dafür bedanken, dass ich meine Doktorarbeit bei ihm schreiben durfte. Er begleitete mich bei meiner Tätigkeit, ermöglichte mir lehrreiche Aussprachen und vermittelte mir dabei grundlegende Erkenntnisse.

Gianmario Galli habe ich viele kritische und sorgfältige Redaktionen dieser Arbeit zu verdanken. Er konnte mir auch bei Informatikproblemen helfen und ließ mich an seinen Erfahrungen in der Radarmeteorologie teilhaben. Herrn Schönbächler sei für das präzise "Schlussdurchlesen" gedankt.

Herzlich gedankt sei allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Osservatorio Ticinese für die fachliche Hilfe und die unkomplizierte und freundschaftliche Atmosphäre im Institut. Der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt danke ich für das zur Verfügungstellen der sich auf dem neuesten Stand befindenden Infrastruktur und eines Arbeitsplatzes mit wunderschöner Aussicht auf den Langensee. Dem Nationalfonds danke ich für das zur Verfügung gestellte Stipendium - eine nicht selbstverständliche, doch entscheidende Hilfe für einen Doktoranden.

Adressen des Autors:

Edi Held

Via Cittadella 5, 6600 Locarno

Asylstrasse 68, 8032 Zürich

