



universität
wien

Diplomarbeit

Titel der Diplomarbeit

Korrektur von operationellen Niederschlagsdaten

Verfasser

Sebastian Koblinger

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, März 2013

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A415

Studienrichtung lt. Studienblatt: Meteorologie

Betreuerin / Betreuer: O. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Zusammenfassung

Die Niederschlagsmessung ist scheinbar leicht zu realisieren, indem der Niederschlag mit einem geeigneten Instrument aufgefangen und das Volumen gemessen wird. Wie sich bei genauerer Betrachtung jedoch zeigt, wird die Niederschlagsmenge unterschiedlich stark von der Niederschlagsform, der Intensität, den vorherrschenden Windbedingungen und den Instrumenteneigenschaften beeinflusst. Um die dadurch entstandenen Niederschlagsdefizite aus zu gleichen, bestehen eine Vielzahl von Maßnahmen, die diesem Umstand begegnen.

Die korrekte Niederschlagsmenge zu messen ist von großem Interesse; der Niederschlag gilt schließlich als primärer Input in hydrologischen Modellierungen und ist für die Konstruktion von Bewässerungs- und Abwassersystemen von unumgänglicher Wichtigkeit. Ebenso können die Niederschlagsanalysen der Kurz- bis Mittelfristprognosen mit dem Wissen um die wahren Niederschlagsmengen verbessert werden und damit nicht zuletzt auch die Prognosen anderer Größen, wie Temperatur, Verdunstung und Windgeschwindigkeit. Darüber hinaus wird die Fähigkeit von Klimamodellen, die das aktuelle Klima nachbilden, anhand des Niederschlags evaluiert, da auch dessen Prognose bis dato von großer Unsicherheit ist und eine gewisse Aussage über die Güte des Klimamodells ermöglicht.

Neben bodengestützten Messmethoden, die nach dem Prinzip der Volums- und Gewichtsmessungen funktionieren, werden auch Fernerkundungsmethoden angewandt, um den Niederschlag zu bestimmen. Direkte Messverfahren, wie sie beispielsweise anhand von Ombrometern erfolgen, dienen zunächst als Referenz für die Entwicklung von Fernerkundungsmethoden, deren großer Vorteil vor allem in der Messung großer Flächen zu finden ist, wohingegen Ombrometermessungen lediglich Punktmessungen darstellen und einer Inter- bzw. Extrapolation bedürfen. Aufgrund der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität sollte die Aussagekraft einer solchen Inter- bzw. Extrapolation kritisch betrachtet werden. Bislang gilt die Niederschlagsmessung mittels Ombrometer als Standardverfahren zur Niederschlagsbestimmung. Dabei zeigt sich auch, dass die Art des Niederschlags und die damit verbundenen Eigenschaften für dessen Messung eine wesentliche Rolle

spielen. Die Messung von Schnee unterliegt einem grösseren Fehler, als die des Regens, und sie stellt damit auch andere Anforderungen an die Messung.

In dieser Arbeit wurden Möglichkeiten zur Korrektur bodengestützter Messungen aufgezeigt. Zum einen erfolgt eine Korrektur durch die technische Optimierung der Messinstrumente. Zum anderen können bereits bestehende Messreihen nachträglich, wie auch Messungen aus dem operationellen Betrieb, anhand von Korrekturmodellen angepasst werden. Jedoch haften auch diese Korrekturmaßnahmen einige Nachteile an, sodass der tatsächliche gefallene Niederschlag auch damit nicht vollständig nachgebildet werden kann.

Abstract

Knowledge of the true precipitation amount is of great interest as precipitation is one of the primary input variables in hydrological modeling and hence it is of concern for irrigation purposes and water run-off, as well as for improving medium and short-term weather models. Precipitation from climate models is routinely compared to observational data to check the skill of the models to represent present climate.

At first appearance, precipitation seems to be an easy-to-measure meteorological parameter: Collecting the precipitation with adequate instrumentation and determining its volume should yield the correct amount. On closer consideration it becomes obvious that manifold influences such as the type of precipitation, intensity, characteristics of the gauge and the prevailing wind conditions affect the measurement. Deficits in measured precipitation amount need to be identified and there are various ways to deal with this problem.

Aside from earth-bound techniques, remote sensing methods become more important in the realm of precipitation measurements. The main benefit of these methods is their ability to gauge extended areas, whereas ordinary precipitation gauges represent point measurements. To derive large-area precipitation from point values, interpolation is needed but as precipitation can be very inhomogeneous spatially and temporally, interpolated values must be taken with care. However, precipitation gauges are the standardized way to determine precipitation. Wind and precipitation type are the primary factors limiting the catch efficiency of a gauge. Rain and mixed precipitation (mixture of rain and snow) is caught easier than snow and thus different requirements in the measurement methods are needed.

In this thesis correction methods for earth-bound precipitation data are discussed which basically can be divided into two approaches. One idea is to optimize the instrument itself by building fences around it to deflect the wind. The other approach is to operate comparative measurements and derive correction models of these datasets. However, these correction models involve a wide range of assumptions that might not be optimal in different weather scenarios and even may not completely describe the shortcomings of the measurement technique.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
2 Grundlagen	3
2.1 Klassifizierung des Niederschlags	3
2.1.1 Flüssiger Niederschlag	4
2.1.2 Fester Niederschlag	4
2.1.3 Gemischter Niederschlag	4
2.2 Niederschlagsbildung	4
3 Niederschlagsmessung	9
3.1 Direkte Messverfahren	9
3.1.1 Manuelle Ombrometer	9
3.1.2 Registrierende Ombrometer	11
3.1.3 Distrometer	12
3.2 Indirekte Messverfahren	12
3.2.1 Satellitenmessung	13
3.2.2 Radarmessung	13
4 Fehlerquellen in der Niederschlagsmessung	15
4.1 Systematische Fehler	16
4.1.1 Windinduzierte Fehler	16
4.1.1.1 Schneemessung unter Windeinfluss	22
4.1.2 Benetzung	28
4.1.3 Verdunstung	28
4.1.4 Spritzwasser und Verwehungen	29
4.1.5 Spuren	30

4.1.6	Schneeverwehungen	31
4.1.7	Fehler aufgrund des Aufstellungsorts	31
4.1.8	Sprünge in Niederschlagszeitreihen	31
4.1.9	Sonstige Fehler	32
4.2	Zufällige Fehler	32
5	Modelle zur Niederschlagskorrektur	35
5.1	Das Dynamic Correction Model (DCM)	36
5.1.1	Windreduktion	38
5.1.2	Bedingungen und Annahmen f. flüssigen, festen, gemischten Niederschlag	39
5.1.3	Beschränkungen des DCM	40
5.2	Das Simple Correction Model	41
5.3	Regressionsmodell nach Yang (1999)	41
5.4	Länder- und Gerätespezifische Korrekturen (Finnisches Modell)	44
6	Fallbeispiele anhand einiger Stationen im meridionalen Alpenquerschnitt	45
6.1	Methodik	45
6.1.1	Stationsauswahl	45
6.1.2	Datengrundlage	47
6.1.3	Technische Umsetzung	48
6.1.4	Kategorisierung der Niederschlagsform	48
6.1.5	Umgebungsabschattung und Mittelung des Windes	49
6.1.6	Verdunstungs- und Benetzungs korrektur	50
6.1.7	Modell von Førland	50
6.1.8	Modell von Yang	51
7	Ergebnisse	53
7.1	Wind	54
7.2	Niederschlag	57
7.3	Korrekturfaktor	59
7.4	Relative Niederschlagskorrektur	67
7.5	Korrelation der Modelle	74
7.5.1	Korrelation der Modelle in Halbjahresbetrachtung	78

8 Diskussion	83
Literaturverzeichnis	87

1 Einleitung

Seit Beginn meteorologischer Aufzeichnungen stellt die Niederschlagsmessung eine große Herausforderung dar, zumal viele systematische Einflüsse die instrumentelle Erfassung erschweren.

Die Niederschlagsbestimmung ist jedoch von großer Bedeutung für ein weitreichendes Forschungsfeld. In hydrologischen Belangen wird eine genaue Niederschlagsmessungen ebenso benötigt, wie in der Evaluierung operationeller, lokaler und regionaler Wettermodelle, sowie in der Qualitätskontrolle von Klimamodellen – auch im Hinblick auf die hochaktuelle Fragestellung der globalen Klimaänderung und die Entwicklung neuer Technologien auf dem Gebiet erneuerbarer Energien.

In historischen Aufzeichnungen meteorologischer Größen stellt die Niederschlagsmessung die am weitesten zurückreichende instrumentelle Messung dar. Bereits im neunzehnten Jahrhundert wurden die ersten Vergleichsmessungen verschiedener Messkonfigurationen durchgeführt, um genauere Messwerte zu erzielen.

Die Korrektur von direkt gemessenen Niederschlagsdaten – direkte Verfahren sind jene, die das Volumen oder das Gewicht des gefallenen Niederschlags ermitteln – erfolgt dabei auf technischer Ebene, indem das Instrument optimiert wird und oder durch konzeptionelle Modelle, mit denen die gemessenen Datensätze bearbeitet werden.

Dennoch gibt es eine Vielzahl von verschiedenen Methoden und bislang besteht keine einheitliche Regelung, nach der eine Korrektur erfolgen kann. Zudem variieren die Messmethoden und die Instrumentierung von Betreiber zu Betreiber, was nicht zuletzt eine Homogenisierung der bestehenden Daten erschwert.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Modelle zur Korrektur operationeller Niederschlagsreihen kommen unter Einbezug unter anderem der Temperatur, der Windgeschwindigkeit und der Art und Intensität des Niederschlags zu tragen. Diese Parameter sind allerdings nicht zwangsläufig an dem Messstandort und oder zum Zeitpunkt der Niederschlagsmessung vorhanden, wodurch die gewünschte Korrektur mittels Werte anderer, im besten

1 Einleitung

Fall umliegender, Stationen durchgeführt werden muss, was schließlich eine weitere Fehlerquelle birgt.

Diese Diplomarbeit befasst sich mit der Qualifizierung der Fehler in der Niederschlagsmessung, sowie der möglichen Korrekturmethoden, und stellt einzelne Anwendungsbeispiele dar.

2 Grundlagen

Dieses Kapitel umfasst die Niederschlagsbildung, sowie dessen Klassifizierung. Des weiteren werden die Fallgeschwindigkeiten verschiedener Hydrometeore betrachtet.

Damit Niederschlag entstehen kann, ist eine Reihe von Bedingungen notwendig, die zu den verschiedensten Niederschlagsformen und -intensitäten führen. Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre und seine Verteilung sind dafür von großer Bedeutung. Dabei gelangt das Wasser in Form von Dampf durch Evapotranspiration aus der Pflanzen- und Tierwelt in die Atmosphäre und wird ihr durch Niederschlag wieder entzogen. Im Wasserdampfhaushalt stellt die Evapotranspiration somit die Quelle, der Niederschlag die Senke, dar.

Das folgende Kapitel umfasst die Klassifizierung, sowie die Entstehungsprozesse des Niederschlags, welche aus „*Meteorologie*“ (Häckel, 1999) und „*Bergmann - Schäfer: Lehrbuch der Experimentalphysik – Band 7*“ (Raith, 2001) entnommen sind.

2.1 Klassifizierung des Niederschlags

„*Unter Niederschlag versteht man jede flüssige oder feste, aus kondensiertem Wasser gebildete und herabfallende Ausscheidung aus Wolken und Nebel.*“
(Häckel, 1999, S.112)

Die Klassifizierung des Niederschlags erfolgt weitgehend in zwei durch den Aggregatzustand unterscheidbaren Gruppen (vgl. Häckel, 1999), eine Ausnahme bilden die Eiskörner:

- flüssiger Niederschlag: Nieselregen, Regen
- fester Niederschlag: einzelne Eiskristalle, Eisnadeln, Hagel, Schneegrieseln, Frostgraupel, Reifgraupel, Eishagel
- Eiskörner

2.1.1 Flüssiger Niederschlag

Als flüssiger Niederschlag wird jener bezeichnet, in dem keine festen Hydrometeore auftreten, welcher also in Form von Regen oder Nieselregen fällt. Die Entstehung von flüssigem Niederschlag aus warmen und kalten Wolken wird im Abschnitt 2.2 behandelt.

2.1.2 Fester Niederschlag

Einzelne Eiskristalle, Eisnadeln, Schneegriesel, Frostgraupel, Reifgraupel und Hagel werden als fester Niederschlag bezeichnet. Im Abschnitt 2.2 wird auf dessen Entwicklung eingegangen.

2.1.3 Gemischter Niederschlag

Tritt Niederschlag in flüssigem und festem Aggregatzuständen gleichzeitig auf, so spricht man von gemischem Niederschlag.

2.2 Niederschlagsbildung

Eine grundlegende Bedingung für die Niederschlagsbildung in der Atmosphäre ist das Vorhandensein von Wasserdampf. Wird ein Luftpaket gehoben, erfolgt eine Abkühlung, die wiederum zur Kondensation des Wasserdampfes führt und schließlich kann Tropfenwachstum stattfinden, dessen Mechanismen in folgendem Abschnitt erläutert werden.

Homogene Kondensation, also die Kondensation von Wasserdampf ohne Kondensationskerne, ist in der natürlichen Atmosphäre nicht beobachtbar und natürliche Übersättigungen treten höchstens im Bereich von 1% auf, also nur knapp oberhalb der idealen Sättigungsdampfdruckkurve einer ebenen Wasseroberfläche (Raith, 2001). (Vgl. Sättigungsdampfdruckkurve Abbildung 2.1)

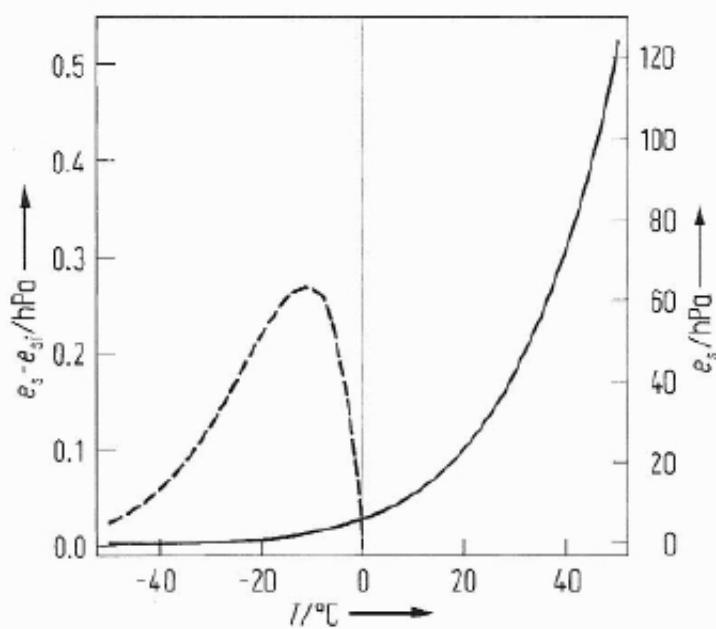


Abbildung 2.1: Sättigungsdampfdruck e_s (durchgezogen, rechte Ordinate) über einen ebenen Wasseroberfläche und über Eis $e_s - e_{si}$ (strichliert, linke Ordinate), (Raith, 2001)

Betrachtet man die Sättigungsdampfdruckkurve, so fällt der stark exponentielle Anstieg des Sättigungsdampfdrucks mit steigender Temperatur auf, was ein maßgebendes Verhalten im Wasserkreislauf der Atmosphäre birgt; warme Luft kann mehr Wasser in Form von Dampf aufnehmen, als kaltes Wasser. Ein weiterer wichtiger Schluss, der aus dem Kurvenverlauf des Sättigungsdefizits über Eis (Abbildung. 2.1, strichlierte Linie) gezogen werden kann und in der Entstehung von festem Niederschlag essenziell ist, ist die Tatsache, dass bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt der Wasserdampf resublimiert.

Nachdem die homogene Nukleation in der natürlichen Atmosphäre zu keiner Tropfenbildung führt, muss ein anderer Mechanismus wirksam sein. Hierbei kommt die Dampfdruckniedrigung durch gelöste, in atmosphärischen Bedingungen nicht verdampfende Stoffe zu tragen. Der Lösungseffekt bewirkt eine Verringerung des Sättigungsdampfdrucks und eine Erhöhung der Sättigung. Meist dienen als sogenannte Kondensationskerne Salze, die aus der Meeresgischt in die Atmosphäre gelangen. Auch andere Verunreinigungen, die etwa durch Waldbrände, Vulkanausbrüche oder künstlich erzeugte Verbrennung in die Luft gelangen, dienen als Kondensationskern.

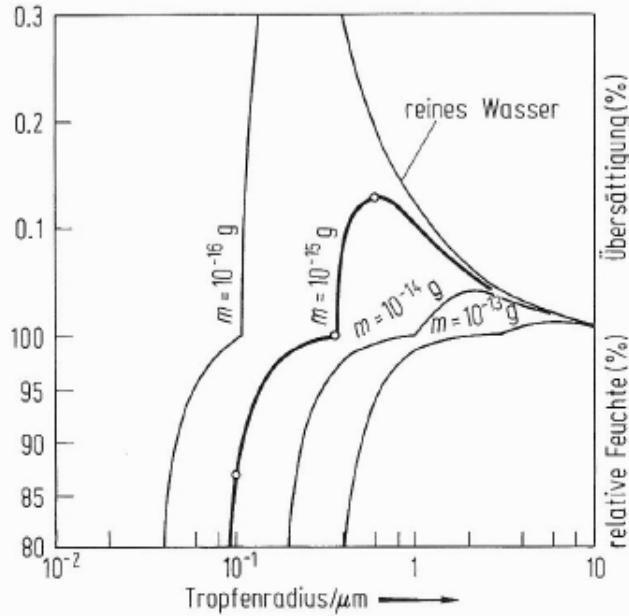


Abbildung 2.2: *Köhler Kurve; Für Tropfenwachstum nötige relative Feuchte (Ordinate) in Abhängigkeit vom Tropfenradius (Abszisse) für verschiedene starke Verunreinigungen mit der Masse m (Raith (2001))*

In der Köhlerkurve (Abbildung 2.2) sind für verschiedene starke Verunreinigungen die Tropfenradien in Abhängigkeit zur relativen Luftfeuchtigkeit aufgetragen. Darin ist leicht zu erkennen, je größer der Kondensationskern ist, desto geringer muss die Übersättigung sein, um einen Tropfen mit einem bestimmten Radius zu ermöglichen.

Kondensiert nun Wasserdampf an einem Kondensationskern, wächst das Tröpfchen sehr langsam an. Ab etwa einem Radius von $100\mu\text{m}$ sinkt es zu Boden und die Tröpfchengröße gewinnt ab diesem Zeitpunkt hauptsächlich nur mehr durch Koaleszenz- und Kollisionsvorgänge, was schließlich zur Niederschlagsbildung führt. Wie schon von Stokes erkannt, fallen die Tropfen desto schneller, je größer sie sind. (Häckel, 1999). Unweigerlich führt dies zu Kollisionen unterschiedlich großer Tropfen auf ihrem Weg Richtung Erdboden. Ob zwei aufeinander zu bewegende Tropfen miteinander kollidieren oder der kleinere der beiden Tropfen in der Strömung um den großen Tropfen herumgeführt wird, hängt von deren Radien und dem Normalabstand ihrer Falllinien ab. Dabei zeigt sich, dass in Relation mit dem großen, schneller fallenden Tropfen, sehr kleine Tropfen aerodynamisch um den großen Tropfen herumgeführt werden und keine Kollision stattfindet.

Treffen hingegen zwei ähnlich große Tropfen, die einen Radius von mindestens $30\mu\text{m}$ haben, aufeinander, ist die Kollisionseffizienz besonders hoch.

Es führt jedoch nicht jede Kollision zu einer Koaleszenz. Ähnlich große Tropfen kollidieren zwar leichter, als unterschiedlich große, koaleszieren aber seltener, da die Impulsdifferenz zu gering ist, um die Oberflächenspannung zu überwinden. Kollidieren zwei unterschiedlich große Tropfen, so ist die Koaleszenzeffizienz besonders hoch. Der Grund für Koaleszenz ist die Oberflächenspannung der Tropfen, die immer versucht, eine möglichst kleine Oberfläche zu bilden. Zwei einzelne kleine Tropfen haben zusammen eine größere Oberfläche, als ein aus beiden bestehender großer Tropfen.

In „warmen“ Wolken, das sind Wolken in denen nur flüssiges Wasser zur Niederschlagsbildung führt, passiert ausschließlich Kollision und Koaleszenz. Allerdings kann die Temperatur dennoch weit unter 0°C fallen – je nach Art der Kondensationskerne werden die Tropfen dann stark unterkühlt, bleiben aber flüssig. Diese Art der Niederschlagsbildung findet hauptsächlich in den Tropen oder Subtropen statt, da dort der Feuchtegehalt der Luft hoch ist.

Kalte Wolken bezeichnet man als solche, in denen im Entstehungsprozess auch Hydrometeore in Eisphase auftreten. Sie unterscheiden sich grundlegend von den warmen Wolken in ihrem Wachstumsprozess. Anders als bei warmen Wolken, wo Koaleszenz eine wichtige Rolle spielt, führt bei kalten Wolken die Sublimation von Wasserdampf zu Eis zum Wachstum der Eiskristalle. Dieser Prozess ist auch als Bergeron-Findeisen-Prozess bekannt. Dabei dienen neben dem atmosphärischen Aerosol auch feine kristalline Partikel als Eiskeime. Daraus resultiert ein starker Anstieg der Gefriertemperatur auf -15°C bis -5°C – im Vergleich zur homogenen (spontanen) Nukleation bei -40°C . Die erhöhte Gefriertemperatur fällt somit genau in den Bereich, in dem der größte Sättigungsdampfdruckunterschied von Wasser über Eis herrscht (vgl. Abbildung 2.1). Nach anfänglichem Wachstum durch Sublimation, wächst das Partikel später durch Akkretion (Kollision und Koaleszenz) durch unterkühlte Wassertröpfchen, die bei der Kollision spontan anfrieren. Fällt das Niederschlagspartikel durchwärmere Luftsichten, schmilzt es und erreicht den Boden als Regen. Wird das Niederschlagspartikel durch Aufwinde innerhalb der Wolke in Schwebefuge gehalten oder in größere Höhen transportiert, so kann Graupel und Hagel entstehen.

3 Niederschlagsmessung

Die Bestimmung des Niederschlags passiert durch unterschiedlichste Messverfahren, die grundlegend in zwei Arten unterteilt werden können: direkte Messung des Niederschlags beispielsweise durch das Sammeln der Hydrometeore, und Fernerkundungsmethoden mit Hilfe von Satelliten oder Radar.

3.1 Direkte Messverfahren

3.1.1 Manuelle Ombrometer

Die vermeintlich simpelste Methode, Niederschlag zu messen, ist ein Gefäß auf zu stellen, in dem die Hydrometeore gesammelt werden und deren Menge oder Volumen anschließend manuell oder automatisch ermittelt wird. Wird das gemessene Wasser auf die Öffnung des Behältnisses bezogen, erhält man schließlich die pro Fläche gefallene Niederschlagsmenge. Ein Ombrometer besteht im Wesentlichen aus einem Zylinder in dem ein Sammelgefäß platziert wird. Zumeist wird über dem Sammelgefäß ein Trichter installiert, der die Verdunstung aus dem Sammelgefäß vermindern soll.

3 Niederschlagsmessung

Die einfachste und meist verbreitetste Form ist der Hellmann-Niederschlagskübel (siehe Abbildung 3.1). Hierbei wird der gesammelte Niederschlag von einem Beobachter mittels Messgefäßes bestimmt. Befindet sich Schnee in der Messkanne, so wird dieser geschmolzen und anschließend das Wasservolumen gemessen.

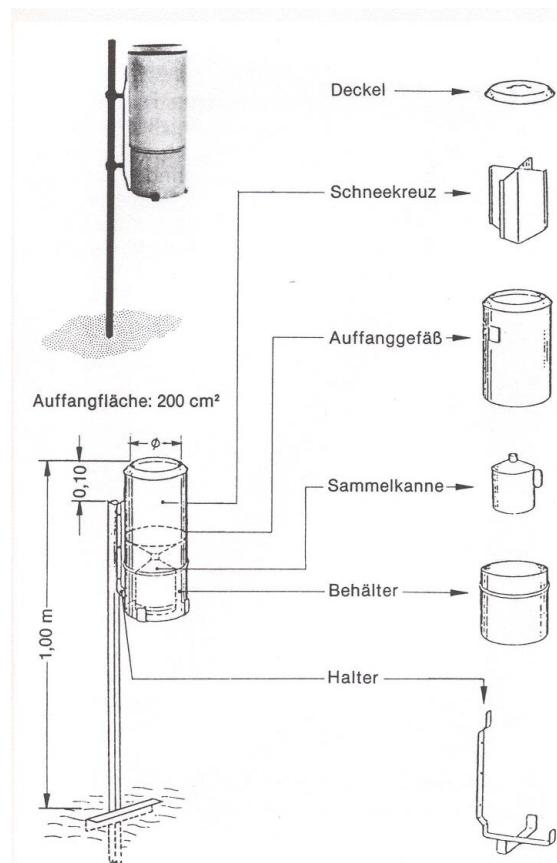


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung des Hellmann-Ombrometers
(http://iwhw.boku.ac.at/gewaesserkunde_alt/html/Kapitel5.html)

3.1.2 Registrierende Ombrometer

- Waagen

Der Niederschlag wird gesammelt und mittels Drucksensor oder durch eine Präzisionswaage gewogen. Dies erfolgt zumeist kontinuierlich und somit lässt sich damit auch die Intensität des Niederschlags bestimmen. Da die Volumenmessung konstruktionsbedingt wenige mechanische Teile vorsieht, ist diese Messmethode relativ wartungsarm. Allerdings bedarf es bei der Auswertung der ausgegebenen Signale einer gewissen Sorgsamkeit, da Messwaagen eine Temperaturabhängigkeit aufweisen können, und der Impuls der auftreffenden Niederschlagspartikel einzelne Impulsspitzen verursachen kann. Ein weiteres Problem sind Vibrationen, die durch den Wind hervorgerufen werden. Die Auflösung von Niederschlagswaagen liegt typischerweise bei Regenmengen von 0,01 bis 0,1mm. (Lanza, 2006)

- Wippe

Der Niederschlag wird nicht notwendigerweise gesammelt, sondern wird bereits nach dem Passieren des Trichters registriert. Der Niederschlag aus der Sammelöffnung wird kanalisiert und auf eine der beiden Volumina einer Wippe geleitet, welche nach Auffüllen nach unten kippt und ein elektronisches Signal generiert, das von dem angeschlossenen Datenverarbeitungssystem verarbeitet wird. Eine Kippbewegung entspricht bei den meisten Geräten dieser Art 0,2 mm Niederschlag. Bauartbedingt und bei unzureichend solider Befestigung können starke Windböen eine Kippbewegung induzieren und dadurch Messfehler erzeugen. Darüber hinaus kann der Messfehler bei hohen Niederschlagsintensitäten bis zu 20% betragen. (Lanza, 2006)

- Pegelstandmessung

Die Wasserhöhe wird anhand des Pegelstands (Schwimmer, elektrische Leitfähigkeit, Schallgeschwindigkeit) bestimmt. Der gemessene Wasserstand ist, bezogen auf den Durchmesser des Sammelgefäßes, ein Kennwert für die Niederschlagsmenge, und bezogen auf die Zeit, ein Maß für die Niederschlagsintensität. Das Messintervall kann dem Messprinzip entsprechend beliebig sein, die Auflösung der Wasserhöhenmessung liegt meist bei 0,01 bis 0,1mm.

- Tropfenzähler

Ein Stutzen formt das einlaufende Niederschlagswasser zu gleichgroßen Tropfen, die durch eine optische Vorrichtung fallen und einen elektrischen Impuls erzeugen, der gezählt wird. Anhand des zeitlichen Abstands der einfallenden Tropfen wird auf die Intensität geschlossen. Die Mengenbestimmung erfolgt trivial durch die Multiplikation der Tropfenanzahl mit dem Tropfenvolumen, welches systembedingt bekannt ist. Dennoch ist es schwierig eine konstante Tropfengröße zu erzielen, und aufgrund des erhöhten Aufwands dieser Geräte, finden sich kaum operationelle Anwendungen.

3.1.3 Distrometer

- Impakt-Distrometer

Eine Membran aus Kunststoff oder aus Metall misst die Impulse der auftreffenden Niederschlagspartikel und gibt dadurch Rückschluss auf deren Größe. Geräte dieses Messprinzips sind jedoch zu kostenintensiv und ungenau - der kleinstmögliche messbare Tröpfchendurchmesser beträgt etwa 0,3 mm, leichte Schneeflocken sind ebenso von der Messung ausgenommen - für den laufenden Betrieb in einem Messnetz.

- Optische Distrometer

Das Licht zweier Laserdioden bildet zwei Ebenen, durch die die Niederschlagspartikel hindurchfallen. Die so erzeugten Abschattungen werden von Photodioden detektiert und mit dem Partikeldurchmesser und Fallgeschwindigkeiten in Zusammenhang gebracht. Resultierend erhält man eine Tröpfchengrößenverteilung. Diese Methode ist jedoch nicht ohne Nachteil: Einzelne Tröpfchen können sich gegenseitig Abschatten beziehungsweise simulieren einen einzelnen, großen Hydrometeor und verfälschen somit die Größenverteilung der Tropfen. Ebenso ist die Kalibrierung unter Laborbedingungen wegen der noch unzureichenden Regensimulation eine weitere Herausforderung.

3.2 Indirekte Messverfahren

Die Bestimmung des Niederschlags ist nicht an eine in-situ Messung gebunden, sondern kann auch durch Fernerkundungsmethoden erfolgen. Grundlegend dafür ist der Empfang elektromagnetischer Strahlung, die von dem zu messenden Objekt reflektiert wird.

Die elektromagnetische Strahlung kann entweder von dem Messgerät ausgesendet werden und der reflektierte Anteil wird gemessen (aktive Messmethoden), oder es wird lediglich die von dem Objekt emittierte Strahlung gemessen (passive Messverfahren). Zumeist ist der Zusammenhang zwischen dem Messsignal und dem Niederschlag sehr komplex, und in der Regel wird die Güte der vor-Ort-Messung nicht erreicht. Indirekte Messsensoren kommen hauptsächlich auf Satelliten beziehungsweise bodengestützt als Radar zum Einsatz. Indirekte Messverfahren ermöglichen es im Gegensatz zu punktförmigen Messungen der in-situ-Verfahren, großflächig und nicht zuletzt global Messungen durch zu führen.

3.2.1 Satellitenmessung

Zwei der wichtigsten Kanäle, die auf Satelliten eingesetzt werden, werden hier vorgestellt:

- VIS – Kanal

Hierbei wird im sichtbaren Spektralbereich ($0.4 - 1.1\mu\text{m}$) gemessen und von der Helligkeit der Wolken (Brightness temperature) wird auf deren vertikale Ausdehnung geschlossen. Bei Wolken mit großer vertikaler Ausdehnung ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass diese zu Niederschlag führen.

1. IR – Kanal

Der infrarote Spektralbereich ($10.5 - 12.5\mu\text{m}$) gibt Aufschluss über die Temperatur der Wolkenobergrenze. Daraus kann die Höhe der Obergrenze abgeschätzt werden, und mit dem Wissen um die Wolkenphysik einer hochreichenden Wolke, kann Niederschlag angenommen werden.

Die Interpretation von Satellitendaten ist dennoch eine Herausforderung, zumal auch die Analyse (etwa der Vergleich mit Bodenmessungen) nicht immer möglich ist.

3.2.2 Radarmessung

Das Radar (RADio Detection And Ranging) sendet aktiv einen elektromagnetischen Impuls im GHz-Bereich aus und misst die reflektierte Strahlung. Es wird vor allem auf bodengestützten Plattformen eingesetzt und unterliegt einer Zahl von Annahmen und Anpassungen, die zu plausiblen Messungen führen. Der empirische Zusammenhang von Radarreflektivität Z und Niederschlagsmenge R resultiert in der sogenannten *Z-R-Beziehung*, die von der Art und Intensität des Niederschlags abhängt.

4 Fehlerquellen in der Niederschlagsmessung

Zufällige Messfehler, die bei manuellen Messungen beispielsweise durch falsches Ableßen (z.B.: „10°-Fehler“) oder durch Verschütten des Niederschlagvolumens, verursacht werden, lassen sich durch achtsamere Handhabung auf ein Minimum reduzieren. Systeminherente Fehler hingegen müssen stets berücksichtigt werden und sind nur zu einem Teil verminderbar. Die systematischen Fehler umfassen geräteabhängige Quellen; so sind die Benetzung der Innenseite des Niederschlagskübels, die Verdunstung des gesammelten Niederschlags aus dem Auffanggefäß und der Spritzwasserfehler hauptsächlich vom Gerätetyp und dem Aufstellungsort abhängig. Darüber stellt aber vor allem die Windfelddeformation über der Ombrometeröffnung den größten Fehler dar. Einige Einflussgrößen der Niederschlagsmessung sind in Abbildung 4.1 dargestellt.

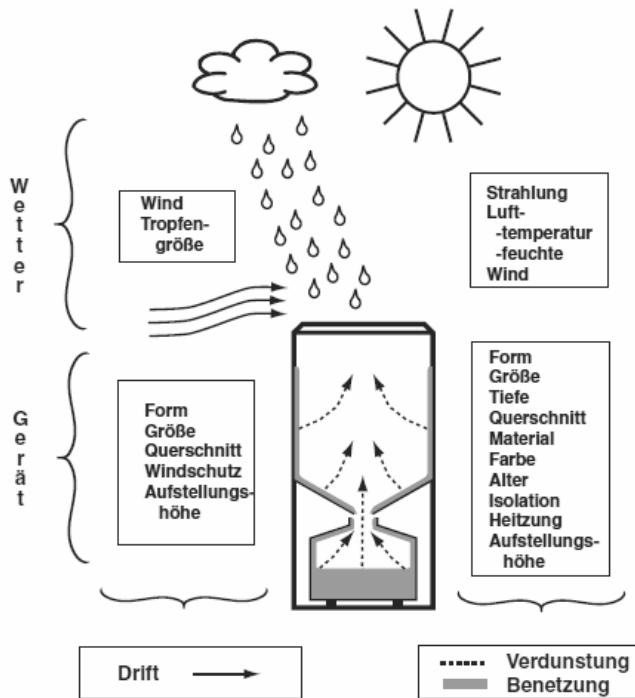


Abbildung 4.1: Einflussgrößen der Niederschlagsmessung (Ungersböck, 2000)

4.1 Systematische Fehler

4.1.1 Windinduzierte Fehler

Nach der Konvention der *World Meteorological Organisation* (WMO) wird der Niederschlag in 2 Meter Höhe gemessen, wobei das Messgerät ein Hindernis in der Luftströmung darstellt und diese dahingehend umlenkt, dass ein beträchtlicher Anteil des Niederschlags, der bei Windstille in die Messöffnung gelangen würde, unter Umständen um den Messkübel vorbei geführt wird und ungemessen bleibt. Mehrere Untersuchungen haben gezeigt, dass der Windfehler der größte Fehler in der Niederschlagsmessung ist (Sevruk, 1989; Yang, 1999; Michelson, 2004). Zudem nimmt die Windgeschwindigkeit exponentiell mit der Höhe zu – eine geringe Änderung der Aufstellungshöhe wirkt sich mit bis zu 10% auf die Niederschlagsmessung aus (Sevruk, 1989). Ein weiterer Einfluss auf die Messung wird durch den Aufstellungsort bedingt. Objekte in der Umgebung können die Messung grob verfälschen. Des Weiteren spielen auch die Ombrometergeometrie, sowie der optionale

Einsatz eines Windschilds (Sevruk, 1989) eine wesentliche Rolle.

Um den Windeinfluss zu reduzieren, wird häufig ein Schutzzaun um den Niederschlagskübel aufgestellt. Bereits im neunzehnten Jahrhundert wurde der Vorteil eines Windschutzes von dem Schweizer Meteorologen Heinrich Wild erkannt (Wild, 1885). Im zwangigen Jahrhundert entwickelte man in Russland weitere Windzäune (Orlov, 1946; Golubev, 1986) und schließlich wurde der Double Fence Intercomparison Reference (DFIR) als Referenzkonfiguration von festem Niederschlag beschlossen (siehe Abbildung. 4.2c). Als Niederschlagskübel dient dabei ein Tretyakov-Kübel inklusive Windschild (Goodison, 1998). Des Weiteren kommt ein in den Boden eingelassener Niederschlagskübel, der sogenannte „pit gauge“, für Referenzmessungen von flüssigem Niederschlag zum Einsatz. Um das Hinein- bzw. Herausspritzen von auftreffenden Regentropfen zu minimieren, umgibt den Niederschlagskübel ein Gitter (vgl. Abbildung 4.2b).

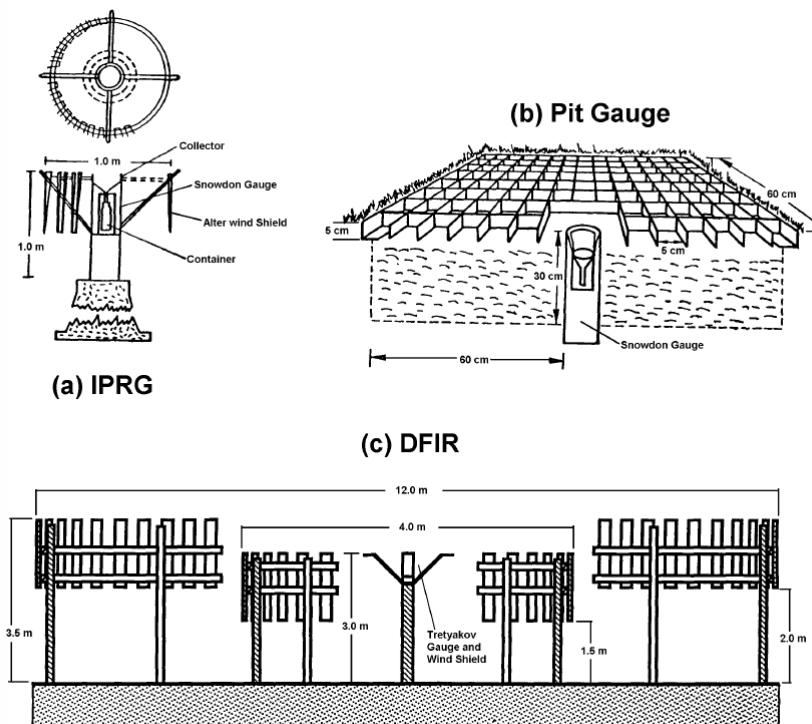


Abbildung 4.2: WMO konforme Windsschutzmaßnahmen für Vergleichsmessungen: (a) International Precipitation Reference Gauge, IPRG (Poncelet, 1959); (b) pit gauge; (c) Double Fence Intercomparison Reference (Goodison, 1998)

Um die Güte der Messung mittels DFIR zu bestimmen, verglich Golubev (Golubev,

1986) diese mit der Messung eines Kübels, der von auf Höhe der Kübelöffnung gestutzten Buschwerks umgeben war. Die mit dem DFIR gemessenen Schneemengen entsprachen mit 92 bis 96% den Werten des Busch-kübels. Aufgrund unterschiedlichster Umweltbedingungen (Aufstellungsort, vorherrschendes Klima) kann nicht an jeder beliebigen Station die DFIR oder ein ausgedehntes Buschwerk realisiert werden. Daher wird versucht mittels Vergleichsmessungen von Referenzstationen Korrekturwerte des windinduzierten Fehlers für ungeschützt platzierte Niederschlagsmesser zu erhalten, die dann auf die Messwerte der einfachen Wetterstationen angewendet werden können.

Der Windeinfluss auf den Niederschlagskübel kann allerdings auch durch das Anbringen von Windschildern bzw. durch das Errichten kleinerer Windschutzzäune, vermindert werden. Einige Beispiele, der heute gebräuchlichen Windschilder, sind in den Abbildungen 4.3 bis 4.6 zu sehen. Ein Windschild ist dazu gedacht, einen idealisiert horizontalen anströmenden Wind, in der unmittelbaren Nähe des Ombrometers abzuschwächen. Mit der meist trichterförmigen Bauweise soll erreicht werden, dass das Strömungsfeld in Richtung Erdboden abgelenkt wird und die Windgeschwindigkeit im Bereich der Öffnung des Ombrometers vermindert.

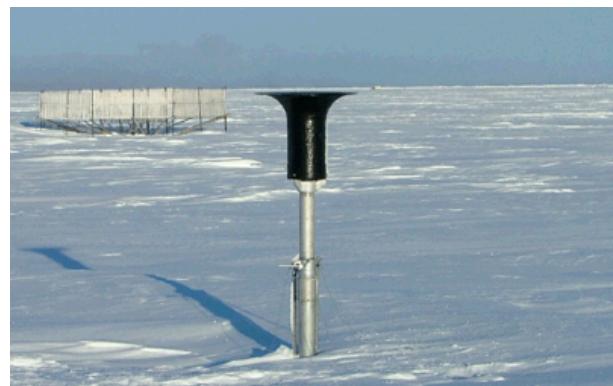


Abbildung 4.3: Nipher-Schild
(<http://ine.uaf.edu/werc/people/yang/bcp/photos.htm>)



Abbildung 4.4: Tretyakow-Schild
(<http://ine.uaf.edu/werc/people/yang/bcp/photos.htm>)



Abbildung 4.5: Doppelter Alter-Schneezaun
(<http://www.rap.ucar.edu/projects/marshall/Events/08FEB01/034.html>)



Abbildung 4.6: Wyoming-Schneezaun
(<http://ine.uaf.edu/werc/people/yang/bcp/photos.htm>)

Wie eine Simulation des Umgebungsströmungsfeldes eines vom schwedischen Wetterdienst *Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut* (SMHI) eingesetzten Niederschlagskübels zeigt, wird mit Hilfe eines Windschutzringes die Zirkulation innerhalb des Kübels markant verringert (siehe Abbildung 4.7). Der Windschutzring vermindert allerdings nicht die relativ hohen Windgeschwindigkeiten direkt über der Öffnung (Michelson, 2004). Um dies zu erreichen ist ein den Niederschlagskübel umgebender Zaun notwendig – Rasmussen et al. (2012) simulierte die Abnahme der Windgeschwindigkeit verschiedener Messaufbauten (Abbildung 4.8). Demnach ist die DFIR-Konfiguration am Effektivsten. Einfache und doppelte Alter-Windzäune vermindern die Windgeschwindigkeit ebenso, jedoch nur um ein Drittel respektive um die Hälfte.

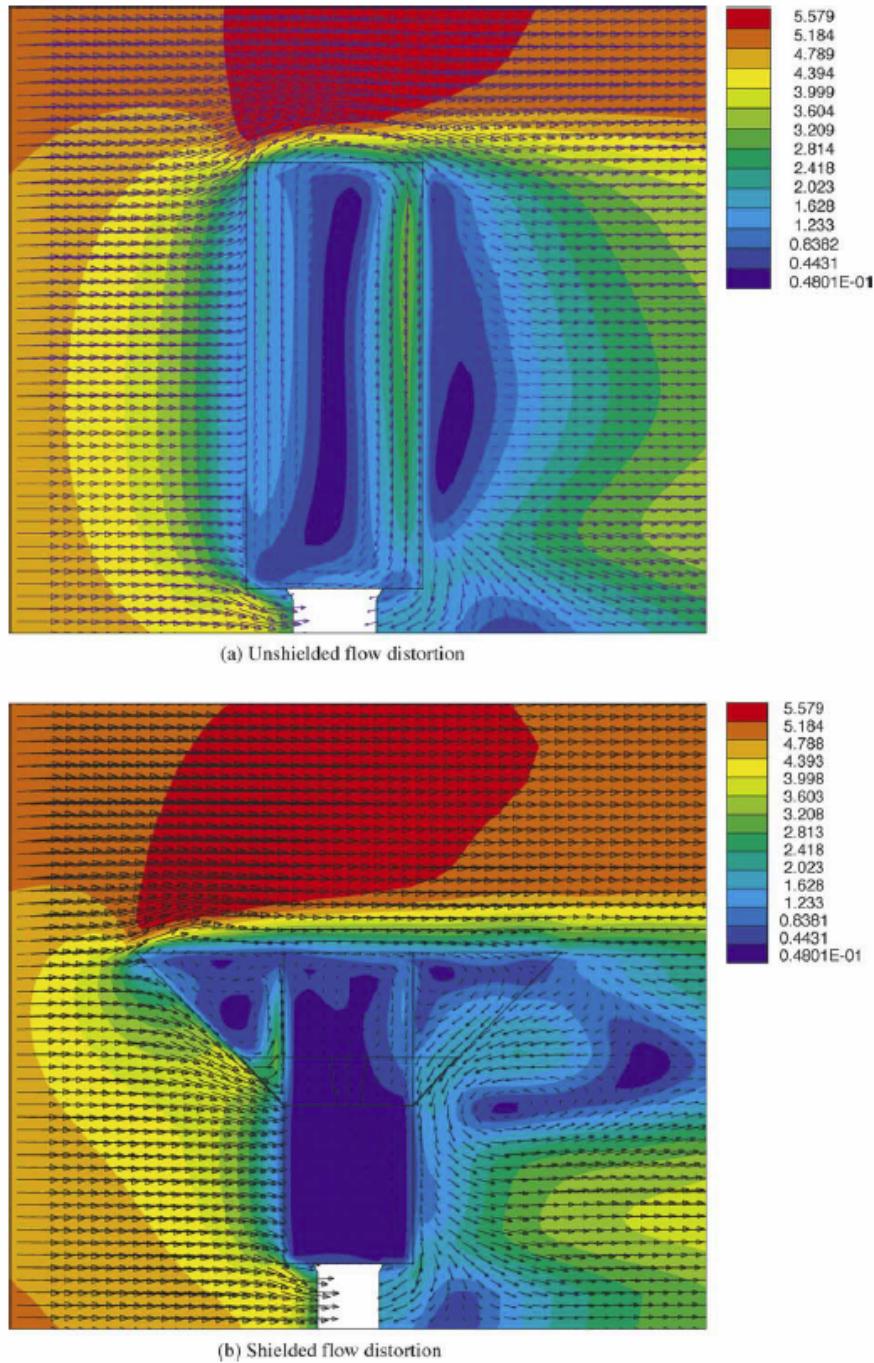


Abbildung 4.7: Simulation eines horizontalen Strömungsfeldes um einen SMHI-Kübel: (a) ohne Windschild, (b) mit Nipher-Windschild; Einheit: m/s. (Michelson, 2004)

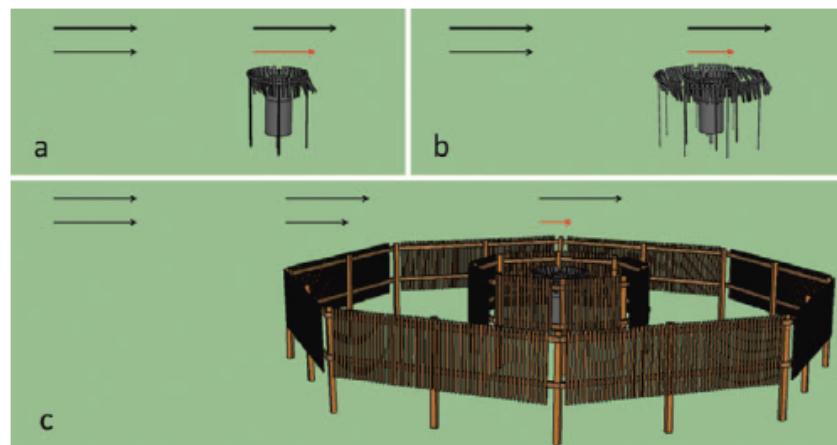


Abbildung 4.8: Simulation der Windgeschwindigkeit über verschiedenen Ombrometern mit Windschutz und Schutzzäunen; (a) Einfaches Alter-Schild; (b) Doppeltes Alter-Schild; (c) DFIR. Der jeweils obere Vektor repräsentiert die ungestörte Windgeschwindigkeit, der rote Vektor stellt Windgeschwindigkeit über der Ombrometeröffnung dar (Rasmussen, 2012).

4.1.1.1 Schneemessung unter Windeinfluss

Besonders bei Schneefall wird die Messung durch den Wind stark verfälscht, da die Schneekristalle bzw. Schneeflocken leicht von der Windströmung mitgetragen werden und nicht in die Messöffnung gelangen.

Bei Rasmussen et al. (2012) ist eine Simulation des Strömungsfeldes und einzelner Stromlinien zu finden, anhand derer man erkennen kann, dass unter Umständen Schneeflocken, die sich knapp auf Höhe des Öffnungs niveaus dem Ombrometer nähern, in die Messöffnung umgeleitet werden können. Dies verdeutlicht die Schwierigkeit der Konstruktion des Niederschlagkübels, der einerseits möglichst aerodynamisch, andererseits mit einer großen Öffnung versehen sein soll (vgl. Abbildung 4.9).

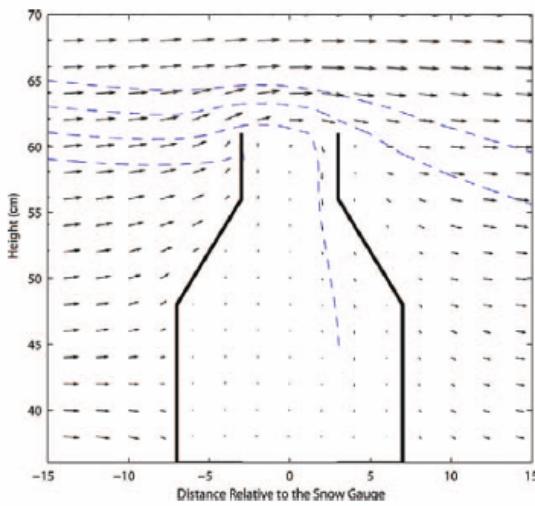


Abbildung 4.9: GEONOR-Kübel in einem simulierten Windfeld. Windgeschwindigkeit: 5 m/s, Fallgeschwindigkeit der simulierten Schneeflocken (blau gestrichelt): 1 m/s. (Rasmussen, 2012)

Weitere interessante Ergebnisse zu den Auswirkungen des Windes auf Schneefall in Abhängigkeit von der Schneeflockencharakteristik lieferte Thériault et al. in ihrer Arbeit zu „*Dependance of Snow Gauge Collection Efficiency on Snowflake Characteristics*“ (Thériault, 2012). Sie unterschied zunächst in trockene und feuchte Schneeflocken. Die Kategorisierungsmerkmale waren die Fallgeschwindigkeit und die Dichte. Dendriten und Plättchen mit radialem Aussehen und Fallgeschwindigkeiten von ~ 1 m/s wurde dabei als trocken bedacht, Schneepartikel – solche höherer Dichte, wie beispielsweise Graupel und unregelmäßig geformte Eispartikel mit Anraum und Fallgeschwindigkeiten von ~ 2 m/s – als feuchte Schneeflocken.

Die Ergebnisse Theriaults beruhen auf Messungen aus dem Winter 2009/2010, die auf einem Testfeld in Boulder (Colorado, USA) während fünf Schneestürmen durchgeführt wurden. Als Niederschlagskübel diente ein Geonor-Niederschlagsmesser in einem Alter-Windschild (vgl. Abb. 4.5). Die Referenzmessung wurde mit einem Double Fence Intercomparison Reference-Zaun und einem Geonor-Ombrometer realisiert. Des weiteren wurden in regelmäßigen zeitlichen Abständen die Schneeflocken gesammelt und deren Typ bestimmt.

Eine Simulation aus Theriault et al (2012), die vier Trajektorien beider Schneearten zeigt, ist in Abbildung 4.10 zu finden.

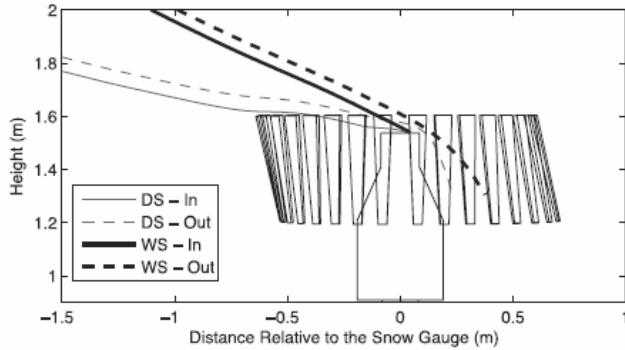


Abbildung 4.10: Trajektorien von 1-mm-Durchmesser Schneeflocken [DS; trockene Schneeflocke (graue Linien), WS; feuchte Schneeflocke (schwarze Linien)], die in die Messöffnung fallen (durchgezogen) oder daran vorbeigeführt werden (gestrichelt). Windgeschwindigkeit: 3 m/s; Geonor-Ombrometer mit Alter Windschild. (aus Thériault, 2012)

Vergleicht man die Trajektorien der trockenen und feuchten Schneeflocken, so erkennt man, dass die schwereren, feuchten Flocken eine wesentlich geradlinigere Flugbahn (schwarz) verfolgen, als die leichteren, trockenen Flocken (grau). Ebenso interessant ist das Verhalten der trockenen Schneeflocken (graue Trajektorien); beide erfahren zwischen Alter-schild und Ombrometeröffnung einen Aufwind. Das röhrt daher, dass der Wind zwischen dem Zaun und dem Niederschlagskübel abgebremst wird, also eine horizontale Konvergenz stattfindet, die eine vertikale Divergenz und somit den Aufwind generiert. Dank diesem Aufwind wird die untere der beiden trockenen Schneeflocken in das Ombrometer befördert, während die obere Schneeflocke über die Öffnung hinweg schwebt.

Es zeigt sich, dass die Fallgeschwindigkeit der Schneeflocken vor allem von ihrem Feuchtegehalt abhängt. Trockene Schneeflocken fallen mit einer Geschwindigkeit von etwa 0,65 m/s, hingegen feuchte Schneeflocken bzw. solche mit Anraum fallen mit 1,3 m/s, unabhängig von ihrem Durchmesser. Dadurch gelangen die schwereren, feuchten Schneeflocken leichter in das Ombrometer, da sie vom horizontalen Windfeld weniger beeinflusst werden, als trockene Schneeflocken (Thériault, 2012).

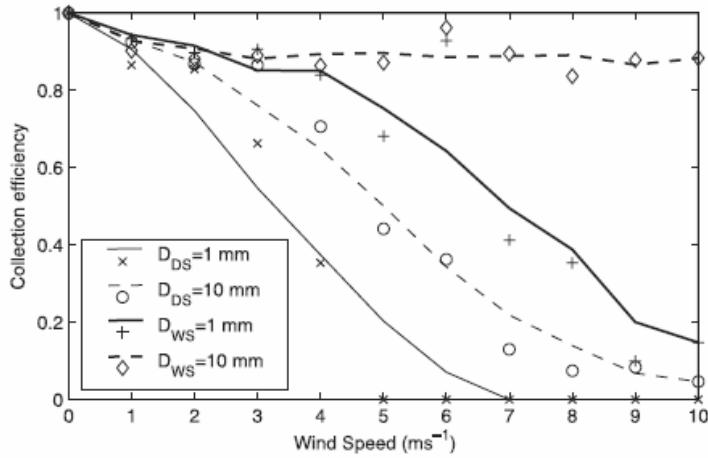


Abbildung 4.11: Sammeleffizienz (gemessene Menge/Referenzmenge[DFIR]) verschieden großer Schneeflocken bei unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten. D_{DS} : trockene Schneeflocken; D_{WS} : feuchte Schneeflocken. (Thériault, 2012)

Die theoretische Auffangeffizienz verschieden großer Schneeflocken ist in Abbildung 4.11. zu finden. Daraus lassen sich zwei grundlegende Erkenntnisse ziehen: feuchte Schneeflocken werden weniger vom Wind vertragen, als trockene Schneeflocken und, ob eine Schneeflocke in der Messöffnung landet, hängt von ihrer Art ab. Beispielsweise liegt die sogenannte catch efficiency einer trockenen Flocke mit 1 mm Durchmesser bei 4m/s Wind bei 0.4, wogegen eine feuchte Schneeflocke der gleichen Größe um den Faktor 2 größere catch efficiency aufweist. Bei Schneeflocken mit 10 mm-Durchmesser nimmt die Differenz der catch efficiency mit steigender Windgeschwindigkeit zu. (Thériault, 2012)

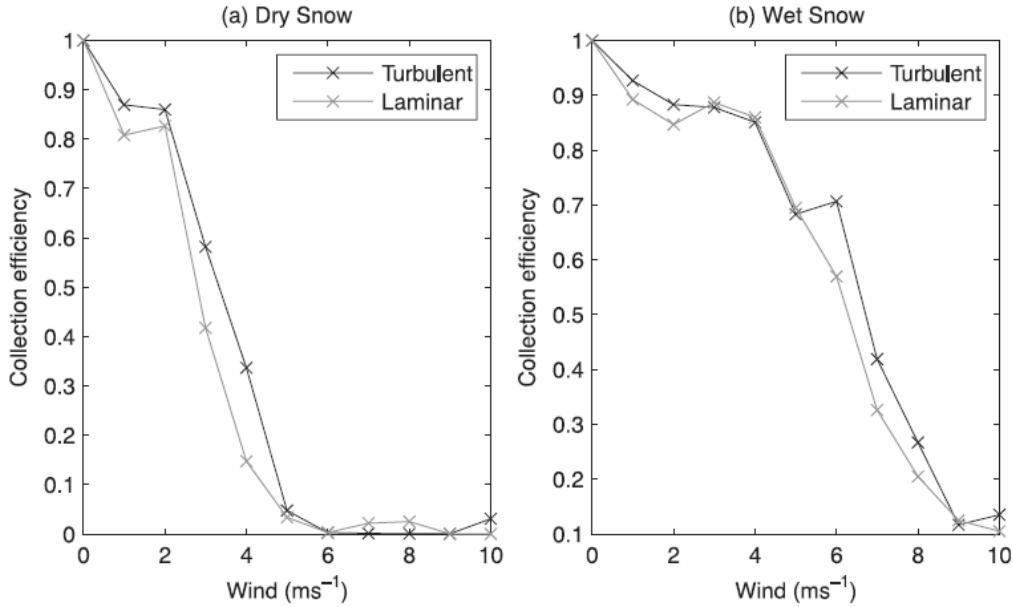


Abbildung 4.12: Sammeleffizienz von Schneeflocken in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in turbulentem und laminarem Strömungsfeld (Thériault, 2012)

Ein weiterer interessanter Aspekt Thériaults Simulation zur *collection efficiency* ist; ob eine laminare oder turbulente Strömung auf die oben genannte Windschild-Ombrometer-Konfiguration trifft, ist für die collection efficiency zum Gutteil unerheblich. Wie in Abbildung 4.12 zu erkennen ist, sind die theoretischen Ergebnisse beider Strömungsarten für trockenen und feuchten Schnee ähnlich verteilt. Bei genauerer Betrachtung fällt jedoch auf, dass die Wirksamkeit, mit der eine Schneeflocke in das Ombrometer gelangen kann, unter turbulenten Bedingungen um etwa 10 % höher ist, als im laminaren Fall (vgl. Abb. 4.12). Um dieses Verhalten genauer zu erklären, wären weitere Untersuchungen diesbezüglich betrieben von Interesse. Die theoretischen Betrachtungen Thériaults wurden in seiner Arbeit mit Messergebnissen aus fünf Schneestürmen des Winters 2009/2010 verglichen.

Die mittleren Durchmesser der während eines Schneesturmes eingefangenen Schneeflocken sind in Abbildung 4.13 zu finden. Zu erkennen ist, dass der mittlere Schneeflockendurchmesser mit abnehmender Sammelrate sinkt. Dies deckt sich mit der Theorie, dass große Schneeflocken auch bei hohen Windgeschwindigkeiten in das Ombrometer gelangen, da ihre Trajektorien weniger vom Wind beeinflusst werden, als kleine, leichte

Schneepartikel, welche wiederum bei hohen Windgeschwindigkeiten die Ombrometeröffnung verpassen.

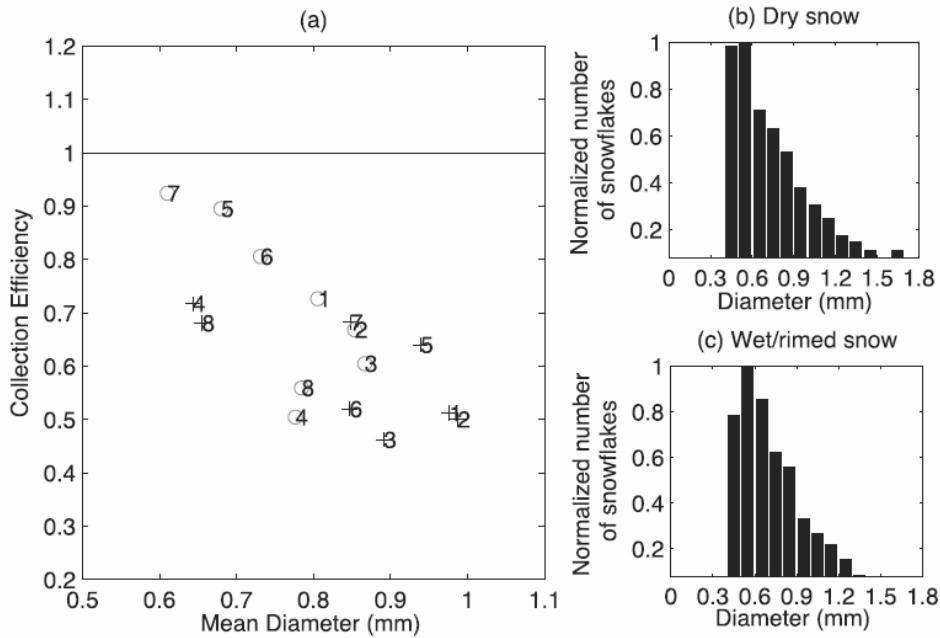


Abbildung 4.13: (a) Rezeptionseffizienz eines Geonor-Ombrometers mit Alter-Windschild als Funktion des Schneeflockendurchmessers. Die Nummern 1 bis 8 stehen für jeweils 8 Messungen trockener (Kreise) und feuchter/beraumter (Pluszeichen) Schneeflocken. Die Histogramme zeigen die normalisierte Anzahl von Schneeflocken pro Durchmesser für (b) trockenen Schnee und (c) feuchten/beraumten Schnee. (aus Thériault, 2012)

Tabelle 4.1: Parameter zur Berechnung der Fallgeschwindigkeit, Dichte, Volumen und Schneeflockenart anhand der Form $Y_X(D) = a^X D^{b_x}$ nach Thériault (2012); Die Indizes stehen für; T : Fallgeschwindigkeit; V : Volumen; ρ : Dichte und A : Querschnittsfläche der Schneeflocke.

Crystal types	Symbol	a_T	b_T	a_V	b_V	a_ρ	b_ρ	a_A	b_A
Radiating assemblage of plates	RP	60	0.37	0.0028	1.8	0.49	0	$\pi/4$	2
Dendrite	DE	55	0.48	0.0012	2.29	0.5	0	$\pi/4$	2
Heavily rimed dendrite	HD	162	0.53	0.0023	1.7	0.58	0	$\pi/4$	2
Hexagonal plates	HP	297	.086	0.0417	3.31	0.9	0	$\pi/4$	2
Lump graupel	LG	733	0.89	$\pi/6$	3	0.9	0	$\pi/4$	2
Dry snow	DS	107	0.2	$\pi/6$	3	0.017	-1	$\pi/4$	2
Wet snow	DW	214	0.2	$\pi/6$	3	0.072	-1	$\pi/4$	2

Das Verstehen um das Verhalten trockener und feuchter Schneeflocken in einem horizontalen Strömungsfeld hat schließlich Bedeutung in der Interpretation von Niederschlagsmessungen unterschiedlicher Regionen. Es ist davon aus zu gehen, dass in kalten Regionen trockener Schneefall dominiert und eine andere Größenverteilung der Schneeflocken vor zu finden ist, als in gemäßigten Gebieten, in denen feuchter Schneefall häufig ist. Da trockener Schnee leichter vom Wind beeinflusst wird, gelangt im Mittel weniger fester Niederschlag in das Ombrometer und es wird in Summe weniger Niederschlag gemessen, als in Gebieten mit feuchtem Schneefall, obwohl beide Gebiete theoretisch ähnliche Niederschlagssummen haben.

4.1.2 Benetzung

Bei Ereignissen mit geringen Niederschlagsintensitäten kann ein Teil des Niederschlags durch die Oberflächenspannung des Wassers an den Innenwänden des Ombrometers anhaften und gelangt dadurch nicht in den Sammelbehälter bzw. durch das Messsystem. Durch den gleichen Effekt kann bei manuellen Geräten nach dem Umschütten in das Messgefäß, Niederschlag im Sammelbehälter verbleiben. Ausgenommen von diesem Fehler sind Ombrometer, die nach dem Prinzip der Gewichtsmessung arbeiten. Dieser Fehler tritt häufig bei intensitätsschwachen Niederschlagsereignissen (z.B.: Nebel mit Niederschlag, leichtes Nieseln) auf. Einige Gerätespezifische Benetzungswerte sind in Tabelle 4.2 angeführt.

Tabelle 4.2: Konstanten zu Benetzungsfehler bei Ereignis (mm/12h) für verschiedene Ombrometer. (nach Michelson, 2004)

Art des Niederschlags	SMHI	H & H-90	Hellmann	Tretyakow
Flüssig	0.07	0.13	0.14	0.14
Fest	0.02	0.05	0.10	0.09
Gemischt	0.06	0.11	0.18	0.14

4.1.3 Verdunstung

Die Verdunstung stellt neben dem windinduzierten Fehler eine weitere große und potentielle Fehlerquelle dar. Dabei spielt wiederum die Gerätekonstruktion eine wesentliche Rolle. Einerseits muss das Sammelbehältnis gut gegen die Sonnenstrahlung abgeschirmt

sein, und des weiteren soll die Oberfläche des gesammelten Niederschlags möglichst klein und in großem Abstand zur Öffnung des Kübels positioniert sein, um einen Schutz gegenüber dem verdunstungsfördernden Wind zu erzielen.

Nicht nur äußere Umwelteinflüsse führen zur Verdunstung des gesammelten Wassers; vor allem automatisch registrierende Ombrometer sind mit einer elektrischen Heizung versehen, die zur Schneeschmelze dient, jedoch teils hohe Verdunstungsraten bewirkt. Bauartbedingt unterscheiden sich somit die Verdunstungsraten der Ombrometer. Diese können durch Feld- und/oder Laborexperimente bestimmt werden. Die von Michelson (Michelson, 2004) verwendeten Konstanten der Verdunstung sind in Tabelle 4.3 zu finden.

Tabelle 4.3: Verdunstungskonstanten in mm/tag (nach Michelson, 2004)

Monat	SMHI	H & H-90	Hellmann	Tretyakow
Jänner	0,02	0,03	0,01	0,03
Februar	0,03	0,04	0,02	0,04
März	0,04	0,06	0,03	0,05
April	0,12	0,20	0,04	0,22
Mai	0,10	0,04	0,09	0,13
Juni	0,15	0,05	0,15	0,15
Juli	0,15	0,05	0,16	0,15
August	0,10	0,05	0,08	0,10
September	0,05	0,04	0,02	0,05
Oktober	0,03	0,03	0,01	0,03
November	0,03	0,03	0,01	0,03
Dezember	0,02	0,03	0,01	0,03

4.1.4 Spritzwasser und Verwehungen

Trifft Niederschlag auf der Aussen- oder Innenseite des Rings der Ombrometeröffnung auf, so kann ein Teil der zerstäubten Tropfen aus dem Kübel geschleudert werden und steht somit nicht dem Messvolumen zu Verfügung. Dem wird mit meist mittels Abschrägung der Ombrometeröffnung entgegen gewirkt.

Im Falle von festem Niederschlag kann, bei hohen Windgeschwindigkeiten, ein Herauswehen von Schnee aus dem Sammelbehälter erfolgen. Um dem entgegen zu wirken, werden häufig sogenannte Schneekreuze eingesetzt (vgl. Abbildung 3.1).

4.1.5 Spuren

Ist die gemessene Niederschlagsmenge kleiner, als die vom Instrument kleinstbestimmbare Menge, dann wird der Niederschlag als „Spuren von Niederschlag“ oder kurz als „Spuren“ charakterisiert. Die Messauflösung ist Geräteabhängig, sie liegt bei manuellen Ombrometern jedoch häufig bei etwa 0,1mm. In Niederschlagsanalysen tragen Spuren oftmals nicht zur Niederschlagssumme bei, sie werden jedoch als Ereignis gezählt und in den SYNOP-Meldungen als Spuren verschlüsselt. Allerdings gibt es Regionen, in denen Spuren einen Großteil des Gesamtjahresniederschlags ausmachen und Niederschlagsspuren in der Summe des Jahresniederschlages nicht vernachlässigt werden dürfen.

Eine Untersuchung dazu lieferte Yang in zwei Arbeiten; wie Yang et al. zeigte, sind Spuren beispielsweise in Alaska (Yang, 1998) und in Grönland (Yang, 1999) nicht vernachlässigbar. An manchen der untersuchten Klimastationen sind 50 bis 70% der Niederschlagsereignisse auf Spuren zurück zu führen.

Yang fand außerdem, dass die durch Spuren verursachte Niederschlagsmenge umgekehrt proportional zur gemessenen jährlichen Niederschlagsmenge ist. (Yang, 1999). Da tengrundlage waren Messungen von 12 Klimastationen in Grönland und einen Zeitraum von 4 Jahren (siehe Abbildung 4.14)

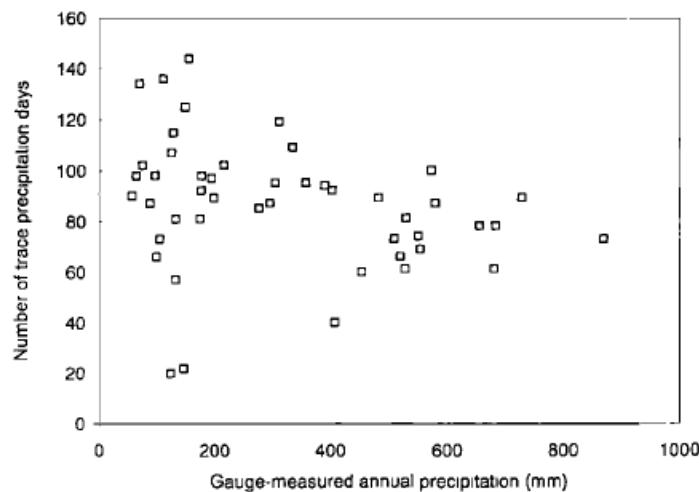


Abbildung 4.14: Anzahl der Tage mit Spuren als Funktion des Jahresniederschlags von 12 Klimastationen in Grönland im Zeitraum 1994 – 1997. (aus Yang, 1999)

4.1.6 Schneeverwehungen

Fehlmessungen aufgrund von Schneeverwehungen treten dann auf, wenn kein Niederschlag fällt, aber hohe Windgeschwindigkeiten in Bodennähe bereits gefallenen Pulverschnee aufwirbeln und in die Messöffnung befördern. Mithilfe einer Referenzmessung (zweiter Niederschlagsmesser in der Nähe) oder durch einen Beobachter kann dieser Fehler relativ einfach identifiziert werden.

Besonders von Schneeverwehungen betroffen sind Ombrometer, deren Messöffnung auf Bodenniveau liegt, sogenannte *pit gauges*.

4.1.7 Fehler aufgrund des Aufstellungsorts

Große Exponiertheit des Aufstellungsortes des Ombrometers kann die Messung grob verfälschen, ebenso zu große Abschattung. Entsprechend den WMO-Richtlinien zum Platzieren eines Ombrometers, soll der Abstand von dem Ombrometer zu den umliegenden Hindernissen mindestens doppelt so groß sein, wie das Hindernis hoch ist, mindestens jedoch 2m (Ehinger, 1993).

4.1.8 Sprünge in Niederschlagszeitreihen

Beim Betrachten von Niederschlagszeitreihen können häufig abrupte Sprünge beobachtet werden, die zunächst keiner Änderung der Niederschlagscharakteristik zu zuordnen sind. Dabei handelt es sich zumeist um einen systematischen Fehler, der durch einen Standort- und oder Gerätewechsel begründet ist. Die Änderung der Messumgebung (Abschattung/Exponiertheit durch neu errichtete Gebäude, Modifizierung der Vegetation, etc.) wirkt sich dabei unter Umständen auf die Messung aus. Beispielsweise kann eine kleine Änderung der Höhe der Messöffnung bereits einen Unterschied von 10 % in der Niederschlagsmessung verursachen (Sevruk, 1989). Auch eine Änderung des Messintervalls oder etwaige Korrekturen (z.B.: Benetzungs korrektur) können zu Sprungstellen führen. Eine schematische Darstellung einer oben beschriebenen Zeitreihe ist in Abbildung 4.15 zu sehen.

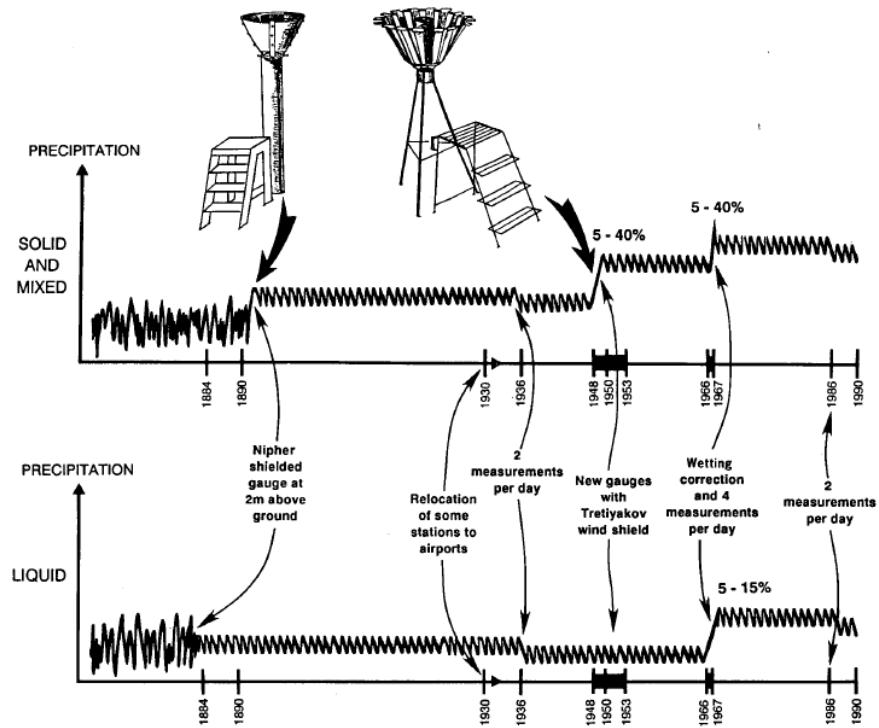


Abbildung 4.15: Sprünge in Niederschlagszeitreihen, durch veränderte Messbedingungen (Groisman, 1991)

4.1.9 Sonstige Fehler

Bei Niederschlagsereignissen mit zeitgleich hohen Windgeschwindigkeiten, tiefen Temperaturen und hoher relativer Feuchte, ist Anraum am Niederschlagsmesser wahrscheinlich. Der Anraum kann unter Umständen in die Messöffnung gelangen und die Messung verfälschen.

Die Ausrichtung der Messöffnung kann außerdem eine Änderung der Messmenge bewirken; eine von der Horizontalen um 3° abweichende Ausrichtung, kann Fehler von $+/-5\%$ der Messmenge induzieren (Goodison, 1998).

4.2 Zufällige Fehler

Als zufällige Fehler ist, bei manuellen Instrumenten, beispielsweise falsches Ablesen zu nennen. Wie bei der Temperaturmessung kann der Beobachter den sogenannten „10-

Grad-Fehler“ (Ablesen der falschen Dekadenstufe) begehen. Auch eine unachtsame Messung, etwa durch Schräghalten des Messbechers oder durch Verschütten ist nicht aus zu schließen.

Bei automatisch registrierenden Instrumenten treten unter Umständen Übertragungsfehler oder durch Fremdeinwirkung verursachte Signale, beispielsweise durch den Wind ausgelöste Kippvorgänge einer Niederschlagswippe, auf.

5 Modelle zur Niederschlagskorrektur

Mit dem Wissen, dass kein Ombrometer den gefallenen Niederschlag korrekt misst, ist man bestrebt, die gemessene Niederschlagsmenge dem wahren Wert an zu nähern. Dies kann durch die technische Optimierung des Instruments und durch konzeptionelle Modelle erreicht werden. Dieses Kapitel beschreibt die Korrektur anhand von Modellen, die durch Vergleichsmessungen ermittelt wurden.

Wie in Kapitel 4 beschrieben, verfälschen unterschiedlichste Umstände die Messung des Niederschlages und es bedarf einer Korrektur, um den tatsächlich gefallenen Niederschlag zu ermitteln. Der naheliegendste Ansatz ist, den Messwert mit einem Korrekturfaktor zu versehen, i. Z.:

$$P_c = k \cdot (P_m + \Delta P_E + \Delta P_W) \quad (5.1)$$

wobei

P_c der korrigierte Niederschlag,

P_m der gemessene Niederschlag,

ΔP_E der Verdunstungsfehler,

ΔP_W der Benetzungsverlust und

k der Korrekturfaktor ist.

Der Korrekturfaktor k spielt dabei eine zentrale Rolle. Im folgenden Kapitel werden einige Modelle vorgestellt, die den Korrekturfaktor auf unterschiedliche Art realisieren.

5.1 Das Dynamic Correction Model (DCM)

Im Rahmen der Kampagne *WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison* (Goodison, 1998) wurde das *Dynamic Correction Model (DCM)* von dem Zusammenschluss Skandinavischer Wetterdienste (The Nordic Working Group on Precipitation) 1996 vorgestellt und in Form einer Empfehlung zur Korrektur von Ombrometerdaten nordischer Messkübel veröffentlicht (Førland, 1996). Das Ziel dieses Feldexperiments war, die vor allem durch den Wind induzierten Messfehler zu quantifizieren und Methoden zur Korrektur anhand von Vergleichsmessungen für die in Skandinavien gängigen Niederschlagsmesser zu ermitteln.

Als Datengrundlage dienten Messungen von dem Feldexperiment in Jokioinen in Südfinnland aus dem Zeitraum von 1987 bis 1993.

In Jokioinen wurden die in Skandinavien gebräuchlichen Ombrometer mit dem der WMO als Referenzmessung festgelegten *Double Fence Intercomparison Reference* (DFIR, vgl. Abbildung 4.2) verglichen und anhand dieses Datensatzes das DCM konstruiert.

Das DCM unterscheidet zwischen festem und flüssigem Niederschlag, sowie gemischtem Niederschlag, der als gewichteter Anteil aus festem und flüssigem Niederschlag in das Modell eingeht. Die Idee dieses Modells ist, im Falle des flüssigen Niederschlags, die Tröpfchengröße auf die Regenintensität und im Falle des festen Niederschlags, die Schneekristallstruktur auf die Temperatur in 2 Meter über Grund zurück zu führen.

Wie im Kapitel 4 erwähnt, hat der Wind den größten Einfluss auf die Niederschlagsmessung. Førland (1996) beschreibt den dynamischen Korrekturfaktor anhand der Windgeschwindigkeit auf Höhe der Ombrometeröffnung, anstatt wie beispielsweise bei Hamon (Hamon, 1973), den Korrekturfaktor anhand des Aufstellungsortes des Niederschlagsmessers zu modifizieren. Außerdem berücksichtigt das DCM auch die Differenzierung in festen und flüssigen Niederschlag. Flüssigem und festem Korrekturmodellen ist der Bezug auf die Windgeschwindigkeit gemein, der Korrekturfaktor für flüssigen Niederschlag ist jedoch auf die Intensität, der Korrekturfaktor für Schnee, auf die Temperatur, bezogen. Weiters spielen empirische und geräteabhängige Vorfaktoren eine Rolle, diese sind in Tabelle 5.1 aufgelistet.

Tabelle 5.1: Gerätespezifische Konstanten für verschiedene Ombrometer (nach Forland, 1996 und Michelson, 2004)

Art des Niederschlags, Konstante	SMHI	H & H-90	Hellmann	Tretyakow
Flüssig, c	-0,05	-0,05	0	-0,05
Fest, β_0	-0,08871	-0,07556	0,04587	-0,04816
Fest, β_1	0,16146	0,10999	0,23677	0,13383
Fest, β_2	0,011276	0,012214	0,017979	0,009064
Fest, β_3	-0,00877	-0,0070071	-0,015407	-0,005147

Der Korrekturfaktor k_l für flüssigen Niederschlag ist gegeben durch

$$k_l = \exp[-0,00101 \cdot \ln(I) - 0,012177 \cdot v_g \cdot \ln(I) + 0,034331 \cdot v_g + 0,007679 + c] \quad (5.2)$$

wobei

I die Regenrate (mm/h),

v_g die Windgeschwindigkeit (m/s) auf Höhe der Ombrometeröffnung und

c der kubelspezifische Koeffizient ist (siehe Tabelle 5.1).

Die Korrektur des festen Niederschlags k_s passiert mit

$$k_s = \begin{cases} \exp[\beta_0 + \beta_1 \cdot v_g + \beta_2 \cdot T + \beta_3 \cdot v_g \cdot T], & v_g \geq 1.0 \text{ m/s} \\ 1.0 & v_g < 1.0 \text{ m/s} \end{cases} \quad (5.3)$$

wobei

β_i Koeffizienten der Kübelcharakteristik (siehe Tabelle 5.1) sind.

v_g ist die Windgeschwindigkeit (m/s) auf Höhe der Ombrometeröffnung und

T ist die Temperatur (°C).

Hier sei angemerkt; die Gleichung 5.1 beruht allerdings auf einem Datensatz mit Windgeschwindigkeiten $1.0 < v_g \leq 7.0 \text{ m/s}$ und einer Temperaturgrenze von $T \geq -12^\circ\text{C}$. Die Gültigkeit der Gleichung 5.1 für höhere Windgeschwindigkeiten und/oder tiefere Tempe-

raturen ist daher unbekannt.

Niederschlag kann auch in gemischter Form auftreten. Der wichtigste und häufigste Fall ist Schneeregen (Regen, der in Schnee übergeht oder umgekehrt). Auch bei Niederschlag aus Cumulonimbus-Wolken kann neben Regen zeitgleich Hagel fallen.

Nachdem die flüssigen und festen Anteile des gemischten Niederschlags schwer messbar oder gar nur schätzbar sind, wird eine Abschätzung der Anteile am gemessenen Niederschlag anhand einer Gewichtung von flüssigem und festem k-Wert erreicht (Michelson, 2004). Der Korrekturwert k_m für gemischten Niederschlag ist

$$k_m = \frac{(r_l k_l + r_s k_s)}{(r_l + r_s)}. \quad (5.4)$$

Dabei ist

r_l und k_l der Anteil bzw. der Korrekturwert des flüssigen Niederschlags und
 r_s und k_s der Anteil bzw. der Korrekturwert des festen Niederschlags.

Falls die beiden Anteile nicht abgeschätzt werden können, schlägt Førland (1996) die Näherung $r_l = r_s = 0,5$ vor.

5.1.1 Windreduktion

Die im vorigen Abschnitt 5.1 vorgestellten Korrekturmethoden bedürfen der Information über die Windgeschwindigkeit auf Höhe der Ombrometeröffnung. Die Messung der Windgeschwindigkeit erfolgt für gewöhnlich jedoch auf einer Höhe zwischen 2 und 10 Metern. Um Windwerte auf Ombrometerhöhe v_g zu erhalten, wird eine logarithmische Reduktion eingebunden (siehe Gleichung 5.5).

$$v_g = \log \left(\frac{h}{z_0} \right) \cdot \log \left(\frac{H}{z_0} \right) \cdot (1 - 0.024 \cdot \alpha) \cdot v_H \quad (5.5)$$

In dieser Gleichung ist

h die Höhe (m) des Ombromters über Grund,

z_0 die Rauhigkeitslänge (m): 0.02 m im Winter, 0.03 m im Sommer,

H die Höhe der Messung der Windgeschwindigkeit über Grund,

α der durchschnittliche vertikale Winkel der umgebenden Objekte und

v_H in der Höhe H gemessene Windgeschwindigkeit (m/s).

Tabelle 5.2: Vorgeschlagene Werte für den Winkel α unterschiedlicher Expositionsklassen (vgl. Gleichung 5.5), (nach Førland, 1996).

Class	Angle α	Description
Exposed site	0 - 5	Only a few small obstacles such as bushes, group of trees, a house
Mainly exposed site	6 - 12	Small groups of trees or bushes, or one or two houses
Mainly protected site	13 - 19	Parks, forest edges, village centres, group of houses, yards
Protected site	20 - 26	Young forest, small forest clearing, park with big trees, city centres, closed deep valleys, strongly rugged terrain, leeward of big hills

Die Kenntnis um die Abschattung einer Station durch umliegende Objekte ist oft nur sehr unzureichend und damit birgt die Abschätzung des durchschnittlichen vertikalen Lichtungswinkel α eine Fehlerquelle. Ein sehr windgeschützter Aufstellungsort kann die Fangrate des Niederschlagskübels begünstigen (Reduktion der Windgeschwindigkeit in der Umgebung des Ombrometers) oder auch verschlechtern (zu starke Abschattung). Rubel und Hantel (1999) präsentierten eine Möglichkeit, den Lichtungswinkel sehr präzise in die Berechnung der Windkorrektur einfließen zu lassen. Um den exakten mittleren Öffnungswinkel zu bestimmen, kann die vertikale Abschattung des Niederschlagskübels mittels Weitwinkel-Objektiv gemachter Fotografien quantifiziert werden.

5.1.2 Bedingungen und Annahmen f. flüssigen, festen, gemischten Niederschlag

Dem *DCM* liegt ein Datensatz zu Grunde, der im Anschluss des „*WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparision*“ (Goodison, 1998) erstellt wurde. Dabei wurden einige Annahmen gemacht und Grenzwerte gesetzt. Dieser Datensatz bezieht sich, im Falle von festem Niederschlag, auf Niederschlagsmessungen, die bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 7.0m/s und bei Temperaturen über -12°C aufgezeichnet wurden.

Daher ist die etwaige Anwendung der Gleichung des Korrekturfaktors für festen Niederschlag (Gleichung 5.3) auf andere Datensätze mit den darin bestimmten Grenzwerten

der Temperatur und Windgeschwindigkeiten verknüpft.

Grundsätzlich wurde das DCM von Førland (1996) für die Korrektur skandinavischer Niederschlagsmessungen vorgestellt. Untersuchungen, in wie weit das DCM auch auf Messungen aus anderen klimatischen Regionen anwendbar ist, bedarf weiterer Untersuchungen. Des Weiteren bezieht sich das DCM auf einige wenige Ombrometertypen, die nicht in jedem meteorologischen Messnetz in Verwendung sind.

5.1.3 Beschränkungen des DCM

Das DCM implementiert zwar aktuelle Niederschlags-, Wind- und Temperaturmessungen, jedoch wird keine Information bezüglich des Aufstellungsortes des Niederschlagsmessgeräts berücksichtigt. Zwar gibt es entsprechende Empfehlungen der WMO, diese werden jedoch oft nicht ausreichend eingehalten. Stark abgeschattete Niederschlagsmesser verzeichnen somit grundsätzlich zu wenig Niederschlag, vice versa stark exponierte Messpunkte.

Wie bereits in Kapitel 5.1 erwähnt, basiert das DCM auf Messungen in kaltgemäßigten Klimata, wie sie in Skandinavien an zu treffen sind. Die Gültigkeit des Modells in anderen klimatischen Regionen sollte stets berücksichtigt werden. Rubel und Hantel (1999) zeigten bereits eine mögliche Anwendung des DCM im Rahmen des BALTEX (Rubel & Hantel, 1999).

Eine weitere Frage, inwieweit das DCM universell anwendbar ist, betrifft die geräteabhängigen Konstanten, die in im Fall des DCM auf vier Niederschlagsmesser begrenzt sind. Gerätekonstanten anderer Messgeräte können durch weitere Vergleichs- und Labormessungen ermittelt werden, welche allerdings Zeit- und Kostenintensiv sind.

Darüber hinaus steht und fällt die Korrektur vorliegender Messungen mit den meteorologischen Variablen, die nicht überall zu Verfügung stehen, aber von den nächstgelegenen Stationen interpoliert werden können (Rubel & Hantel, 1999, Allerup, 2000). Zudem können weitere Fehler, etwa durch den Windgradienten zwischen Windmesser und Niederschlagskübel, auftreten. Auch sind nicht von jeder Station die Metadaten beispielsweise zur Umgebungsabschattung verfügbar, wodurch bei fehlender Information über die Exponiertheit einer Station die Windreduktion beeinflusst wird.

5.2 Das Simple Correction Model

Eine grobe Korrektur monatlicher Niederschlagssummen für nordische Ombrometer, kann anhand fester Korrekturwerte vorgenommen werden (Dahlström, 1986).

Tabelle 5.3: Standardkorrekturfaktoren für Monatssummen (nach Førland, 1996)

Klasse	Exponiertheit	$k_{flüssig}$	$k_{flüssig}$	$k_{flüssig}$ (nach Wild)
1	Stark abgeschirmt, kleine Lichtung im Wald	1.02	1.05	1.04
2	Zwischen Ebene und Wald	1.05	1.10	1.20
3	Mäßig abgeschirmt auf freier Fläche	1.08	1.20	1.40
4	Relativ ungeschützt; Küsten- oder Bergregion	1.11	1.40	1.80
5	Total ungeschützter Ort; Küsten- oder Bergregion	1.14	1.80	2.50

Allerdings wurden diese Korrekturen für Niederschlagsmesser mit Windschild ermittelt. Um Korrekturen an Werten von Niederschlagsmessgeräte ohne Windschutz vorzunehmen, orientierte sich Dahlström an Vergleichsmessungen von Referenzstationen in Finnland, USA und Norwegen. Dahlström (1986) ermittelte so eine Zunahme von 21 bis 75% festen Niederschlags gegenüber Messkübeln ohne Windschutz.

5.3 Regressionsmodell nach Yang (1999)

Yang et al (1999) präsentierte einen Satz Regressionsgleichungen zur Niederschlagskorrektur, die einer Auswertung von Daten von 12 Klimastationen in Grönland im Zeitraum von 1994 bis 1997 für das Ombrometer nach Hellmann zu Grunde liegen.

Dabei zeigte sich, dass die korrigierte Niederschlagsmenge 25-90% des Jahresniederschlags betrug und der windinduzierte Messfehler den größten Fehler in der Messung darstellte. Der Benetzungsverlust und die Messung von Spuren tragen ebenfalls, vor allem im Norden Grönlands, zur fehlerbehafteten Messung bei. Weiters wurde gefunden, dass die monatlichen Korrekturfaktoren stationsabhängig sind und an den einzelnen Stationen die Art des Niederschlags eine wesentliche Rolle spielte. All diesen Ergebnissen zufolge wurde angenommen, die jährliche Niederschlagsmenge in Grönland ist größer, als bisher gemessen, worauf nicht zuletzt bei Betrachtungen des Wasserhaushalts und der Gletschereismassenbilanz Rücksicht genommen werden muss.

Die Korrektur nach Yang stellt sich folgend dar:

$$P_c = k \cdot (P_g + \Delta P_w + \Delta P_e) + \Delta P_t \quad (5.6)$$

wobei P_c der korrigierte Niederschlagswert ist, P_g der gemessene Niederschlag ist, ΔP_w und ΔP_e der Benetzungsverlust beziehungsweise der Verdunstungsfehler sind ΔP_t ist die Menge der Niederschlagsspuren, k ist der windbezogene Korrekturfaktor.

Als Niederschlagsspuren gelten in der Untersuchung von Yang (1999) Wassermengen kleiner als 0,1mm, da geringere Niederschlagsmengen mit dem Hellmann-Kübel nicht auflösbar sind. Niederschlagsspuren sind vor allem im Norden Grönlands von großer Bedeutung, wo diese 50 bis 70% der Jahressumme betragen können. Dabei war im Norden Grönlands die durchschnittliche Anzahl der Tage mit Spurenniederschlag in den Sommern größer, als in den Wintern. Traten allerdings relativ trockene Winter auf, so wurden in dieser Jahreszeit öfter Spuren gemessen, als in den feuchten Sommern. Ähnliche Ergebnisse wurden bei Auswertungen anhand von Stationen in Alaska und in der Nordpolregion gefunden, wo der nichtmessbare Niederschlag bis zu 80% betragen kann (Yang, 1998).

Yang elaborierte das sogenannte „*catch ratio*“ (CR) für die verschiedenen Arten des Niederschlags, welches aus dem Feldversuch zur Vergleichsmessung festen Niederschlags (Goodison, 1998) resultierte.

Das *catch ratio* gibt das Verhältnis des tatsächlich aufgefangenen zum DFIR-gemessenen Niederschlag an. Die Umrechnung in den Korrekturfaktor k erfolgt schließlich durch:

$$k = 100/CR \quad (5.7)$$

Es gilt für festen Niederschlag

$$CR = 100 - 11.95 \cdot Ws + 0.55 \cdot Ws^2, \quad (0 \leq Ws \leq 6.5m/s) \quad (5.8)$$

für Mischniederschlag

$$CR = 100 - 8.16 \cdot Ws + 0.45 \cdot Ws^2, \quad (0 \leq Ws \leq 6.5 \text{ m/s}) \quad (5.9)$$

und für Regen

$$CR = 100 - 4.37 \cdot Ws + 0.35 \cdot Ws^2, \quad (0 \leq Ws \leq 6.5 \text{ m/s}) \quad (5.10)$$

,

wobei Ws die gemittelte tägliche Windgeschwindigkeit (m/s) ist.

Das Streudiagramm des catch ratio für Wind und Schnee ist in Abbildung 5.1 zu sehen.

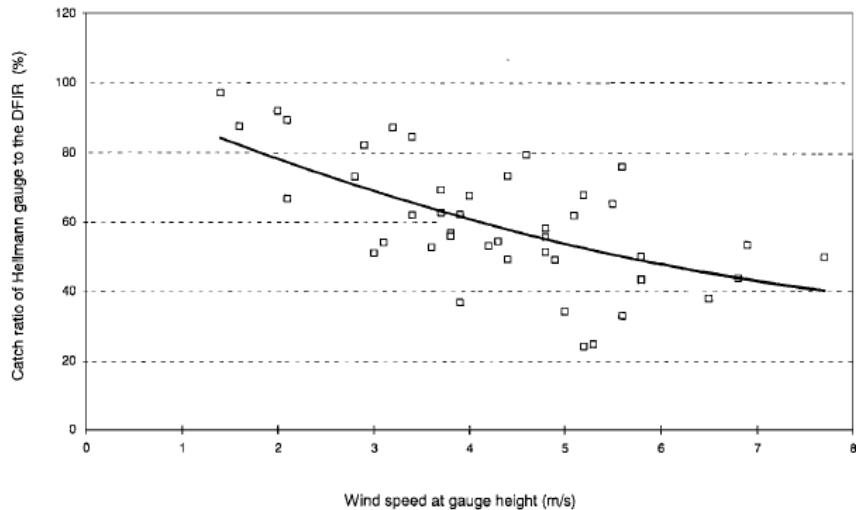


Abbildung 5.1: Streudiagramm des catch ratio von Schnee des Hellmann-Kübels und des Windes in Harzgerode, Deutschland aus dem Feldversuch zur Schneemesung (nach Yang, 1999)

Zu erkennen ist hierbei, die Abnahme des catch ratio mit zunehmender Windgeschwindigkeit. Die Verteilungen für Regen und gemischten Niederschlag sind ähnlich, die Streuung ist jedoch geringer (Yang, 1999).

5.4 Länder- und Gerätespezifische Korrekturen (Finnisches Modell)

Eine nach Solantie (Solantie, 1985a; 1985b) entwickelte Möglichkeit Niederschlagsmessungen zu korrigieren, ist das Finnische Modell (Førland, 1996). Der Korrekturwert k wird hierbei anhand der fester Parameter berechnet. Diese beschreiben die Form des Niederschlags, die Exponiertheit der Station, die Ombrometereigenschaften, einen allgemeinen lokalen Windfaktor und einen aktuellen Windfaktor:

$$k = 1 + k_v \cdot k_c = 1 + (k_{va} + k_{vr} + k_{vt}) \cdot k_c \quad (5.11)$$

wobei

k_{va} der Faktor der Exponiertheit,

k_{vr} der lokale Windfaktor,

k_{vt} der aktuelle Windkoeffizient und

k_c der Faktor der Niederschlagsart ist.

Die Verifikation dieses Modells zeigte eine sehr gute Übereinstimmung der Niederschlagswerte mit der Referenzmessung des DFIR in Jokioinen (Førland, 1996).

Obwohl dieses Modell für die Korrektur von Niederschlagsmessungen an Klimastationen eine brauchbare Alternative zu sein scheint, ist die Anwendung bislang auf die in Finnland vorherrschenden Windbedingungen und die in Finnland verwendeten Niederschlagskübel (Wild, Tretyakow, Finnischer H&H Kübel) beschränkt.

6 Fallbeispiele anhand einiger Stationen im meridionalen Alpenquerschnitt

Die in Kapitel 5.1 und 5.3 vorgestellten Modelle von Førland (1996) und Yang (1999) wurden mit Daten einiger im meridionalen Alpenquerschnitt liegender Stationen ausgewertet, um eine die Anwendbarkeit auf operationelle Niederschlagsdaten zu demonstrieren. Folgendes Kapitel beinhaltet die Methodik der Umsetzung, sowie abschließend Ergebnisse.

6.1 Methodik

Die Umsetzung der Modelle von Førland (1996) und Yang (1999) passiert unter Berücksichtigung einiger Annahmen. Darüber hinaus wurden in dieser Arbeit einige weitere Adaptionen vorgenommen, welche im Folgenden erläutert werden.

6.1.1 Stationsauswahl

Die Auswahl der acht Stationen erfolgte mit der Überlegung, Stationen quer zum Alpenhauptkamm und verschiedener Seehöhen ein zu beziehen, um das Verhalten der Korrekturmödelle in unterschiedlichen Windregimen zu testen. Inbegriffen ist eine Bergstation (Rudolfshütte) anhand derer aufgezeigt werden soll, welche Schwierigkeiten den Korrekturmödellen mit Messreihen dieser Höhe begegnen. Die Auswahl beinhaltet außerdem in geografischer Nähe liegende Stationen, um etwaige kleinskalige Charakteristika zu qualifizieren.

6 Fallbeispiele anhand einiger Stationen im meridionalen Alpenquerschnitt

Es ist davon aus zu gehen, dass an hochgelegenen Stationen ein beträchtlicher Anteil des Niederschlags nicht gemessen wird – aufgrund der dort meist hohen Windgeschwindigkeiten. Die Niederschlagsmessung im Gebirge ist bis dato eine große Herausforderung und war bereits Thema vieler Arbeiten.

Skoda (1993) fasste dies wie folgt zusammen:

„1. In großer Höhe gibt es nur spärliche Niederschlagsmessungen, die zudem ungenau und/oder unrepräsentativ sind. 2. Der Gradient Δ Niederschlag/ Δ Höhe ist regional und lokal stark differenziert, so dass eine Zusammenschau der Ergebnisse nur unter starken Verallgemeinerungen möglich ist.“ Skoda (1993)

Die Stationsliste ist in Tabelle 6.1 zu finden, eine Übersichtskarte zeigt Abbildung 6.1.

Tabelle 6.1: Liste der untersuchten Stationen. Die Werte entsprechen den Klimamittel 1971-2000¹; \bar{P}_m : Mittlerer Jahresniederschlag; \bar{v} : durchschnittliche, monatliche Windgeschwindigkeit; h : Seehöhe.

ID	Synop#	Name	\bar{P}_m (mm)	\bar{v} (m/s)	h (m)
1	11144	ZELL AM SEE	1100,0	1,6	766
2	11141	BISCHOFSHOFEN	1135,0	1,0	550
3	11138	RUDOLFSHÜTTE	2398,0	4,3	2304
4	11346	RAURIS	1087,1	1,7	934
5	11372	BAD GASTEIN	1154,2	1,2	1092
6	11260	MALLNITZ	941,0	1,7	1196
7	11261	OBERVELLACH	871,0	2,0	809
8	11150	SALZBURG-FLUGHAFEN	1184,2	2,4	430

¹http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00/klima2000/klimadaten_oesterreich_1971_frame1.htm, Stand: 1.3.2013

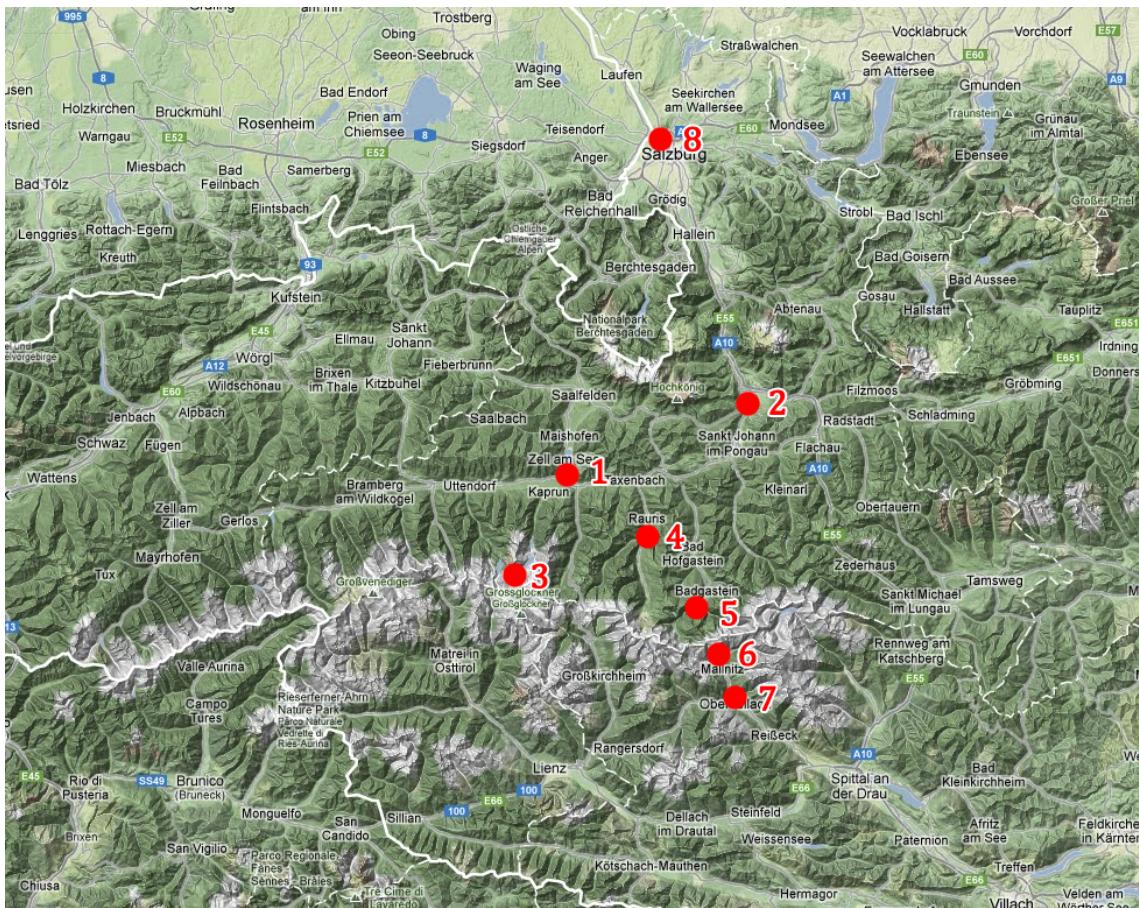


Abbildung 6.1: Übersichtskarte der Stationsauswahl; (Karte: www.google.com). 1 bis 8: Stationen nach Tabelle 6.1

6.1.2 Datengrundlage

Als Datengrundlage dienen aus 10-Minuten-daten aufsummierte Stundenwerte der Lufttemperatur, der Niederschlagsmenge, der Luftfeuchtigkeit und der Windgeschwindigkeit einiger Stationen aus dem TAWES-Netz. Die Windgeschwindigkeit wird, wie üblich, in 10 Meter Höhe gemessen und die Informationen über die Ombrometereigenschaften (Verdunstungsraten, Benetzungsverluste, aus Vergleichsmessung ermittelte Faktoren zur Windabhängigkeit) stammen aus den verschiedensten Publikationen (siehe Abschnitt 5.1). Der zeitliche Umfang der Daten beschränkt sich auf das Jahr 2011.

6.1.3 Technische Umsetzung

Die Implementierung der Niederschlagskorrekturmodelle erfolgte mit MatLab.

6.1.4 Kategorisierung der Niederschlagsform

Um den Niederschlag in einen der drei Zustände (flüssig, fest, gemischt) zu unterscheiden, liegt es nahe, die Lufttemperatur heranzuziehen und die Nullgradgrenze als Grenze zwischen flüssigem und festem Niederschlag zu definieren.

Allerdings kann Schnee, je nach Temperatur und Feuchtegehalt der Luft, auch bei Plusgraden fallen. Zurückzuführen ist dieses Verhalten auf die Verdunstungswärme, die unterhalb der Schneewolke der Umgebungsluft entzogen wird, zu einer Abkühlung führt und somit die Schneefallgrenze bis zu einigen hundert Meter unter die Nullgradgrenze absinken lassen kann.

Dass die Nullgradgrenze kein optimaler Formunterscheidungspunkt ist, zeigt sich auch bei Regen; dieser kann bei Minusgraden auftreten, vorausgesetzt die Regentropfen sind stark unterkühlt und fallen in eine kalte, bodennahe Luftschicht.

Um die festen und flüssigen Anteile des Mischniederschlags besser zu quantifizieren, kann die Feuchttemperatur herangezogen werden (Michelson, 2004), wobei die Messung der relativen Luftfeuchte Eingang findet.

Die Feuchttemperatur T_f ist die niedrigste erreichbare Temperatur, die allein durch Verdunstungskühlung erreicht werden kann.

$$T_f = T \cdot \exp \left(L \cdot \frac{m - m_{sTf}}{c_p \cdot T} \right) \quad (6.1)$$

mit

T_w Feuchttemperatur ($^{\circ}\text{C}$)

T Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$)

L Phasenumwandlungswärme bei Kondensation/Verdunstung (kJ/kg)

m Mischungsverhältnis (1)

m_{sTf} Mischungsverhältnis bei Feuchttemperatur

c_p spezifische Wärme von Luft ($\text{J/kg} \cdot \text{K}$)

Die Feuchttemperatur lässt sich nur numerisch berechnen – jedoch existieren eine Reihe empirischer Formeln bzw. bestimmt man die Feuchttemperatur mit Hilfe von Psychrometertabellen, wenn die Lufttemperatur und die relative Luftfeuchtigkeit bekannt sind.

Michelson (2004) definiert den Schneeanteil des Niederschlags p_s basierend auf einer Auswertung aus einem Teil des MESAN-Datensatzes und gelangt zu folgender Aufstellung:

$$p_{snow} = \begin{cases} 1.0, & T_f < -0.21^\circ\text{C} \\ 1.0 - \frac{\exp((T_f - 1.1) \cdot 3.5)}{1 + \exp((T_f - 1.1) \cdot 3.5)}, & -0.21 \leq T_f \leq 2.42^\circ\text{C} \\ 0.0 & T_f > 2.42^\circ\text{C} \end{cases} \quad (6.2)$$

und

$$k_m = k_s \cdot p_s + k_l \cdot (1 - p_s) \quad (6.3)$$

k_i ist der Korrekturwert für gemischten (m), flüssigen (l) und festen (s) Niederschlag. (vgl. Gleichung 5.2 für flüssigen und Gleichung 5.3 für festen Niederschlag).

6.1.5 Umgebungsabschattung und Mittelung des Windes

Wie in Abschnitt 5.1.1 beschrieben, bedarf es einer Windreduktion, da die Windmessung zumeist in 10 Meter Höhe stattfindet. Maßgebend für diese Reduktion ist die Abschattung des Ombrometers durch umliegende Hindernisse. Diese wird durch den Öffnungswinkel Alpha quantifiziert und geht in die Gleichung 5.5 ein. Falls der exakte Öffnungswinkel einer Station nicht bekannt ist, so soll eine Abschätzung mit Hilfe von Tabelle 5.2 erfolgen. In dieser Untersuchung wurde ein gemittelter Öffnungswinkel von $\alpha = 9^\circ$, sowie eine Rauhigkeitslänge $z_0 = 0.02m$ angenommen.

Die Berücksichtigung der individuellen Stationsumgebung bei der Korrektur von Niederschlagszeitreihen ist beispielsweise in einer Arbeit von Auer et al. (2011) zu finden.

6.1.6 Verdunstungs- und Benetzungskorrektur

Die Verdunstungsrate ΔP_E und der Benetzungsverlust ΔP_W sind vor allem Gerätebezogene Größen. Sie unterliegen jedoch auch einem Windeinfluss und werden daher einer aerodynamischen Korrektur unterzogen. Üblicherweise wird die Verdunstungsrate eines Ombrometers als 24h-Wert angegeben, und um eine Aufteilung in stündliche Werte zu vermeiden, behilft sich Førland (1996) der Vereinfachung, in der Verdunstungs- und Benetzungskorrektur mit einem mittleren täglichen Korrekturfaktor k multipliziert werden.

Zunächst werden die stündlichen Niederschlagswerte korrigiert:

$$P_{c,i} = k_i \cdot P_{m,i} \quad (6.4)$$

Anschließend werden die Summen gebildet und das Verhältnis beider Größen berechnet,

$$k = \frac{\sum P_{m,i}}{\sum P_{c,i}}, \quad (6.5)$$

welches den mittleren täglichen Korrekturfaktor k beschreibt.

Dieser wird auf den Verdunstungs- und Benetzungsverlust angewendet was schließlich zur täglichen Niederschlagskorrektur führt:

$$P_c = \sum P_{c,i} + k \cdot \Delta P_E + k \cdot \Delta P_W \quad (6.6)$$

6.1.7 Modell von Førland

In Gleichung 5.3 gehen einige Geräteabhängige Konstanten ein, die aus Vergleichsmessungen bestimmt wurden. Da die Gerätekosten für die im österreichischen Messnetz verwendeten automatisch registrierenden Ombrometer (Paar (n.d.); MeteoServis (n.d.); MPSsystém (n.d.)) nicht bekannt sind, wurde die Annahme getroffen, die Messwerte der untersuchten TAWES seien mit Hellmann-Niederschlagskübel gemessen worden. Dem DCM liegt ein Datensatz zu Grunde, der auf Ereignisse beschränkt ist, die bei Temperaturen höher als -12°C und Windgeschwindigkeiten kleiner als 7 m/s stattgefunden

haben. Demnach sind Ereignisse, die außerhalb diesen Grenzen liegen, in der Auswertung dieser Arbeit nicht beachtet worden.

Darüber hinaus wurden nur jene Ereignisse, an denen alle Messgrößen (Temperatur, Windgeschwindigkeit, Relative Luftfeuchte, Niederschlagsmenge) vorhanden sind, zur Auswertung herangezogen.

6.1.8 Modell von Yang

Yang et al (1999) wertete die Regressionsgleichungen (Gl. 5.8 – 5.10) anhand von Tagesdaten aus. Da vor allem die über den Tag gemittelte Windgeschwindigkeit nicht sehr repräsentativ ist für die Windgeschwindigkeiten während der Niederschlagereignisse, wurden in dieser Arbeit die Gleichungen 5.8 bis 5.10 auf Stundendaten angewendet, wobei die Windgeschwindigkeiten stündlich-gemittelt wurden. Die „catch ratios“ wurden schließlich in Korrekturfaktoren umgerechnet (Gl. 5.7) und entsprechend der Korrekturgleichung 6.6 eingesetzt, um mit den von Førland ermittelten Modell vergleichen zu können.

Die Benetzungs- und Verdunstungskorrekturen aus Gleichung 5.1 wurden entsprechend Gleichung 6.6 eingebunden. Die zusätzliche Korrektur von Niederschlagspuren P_t wurde vernachlässigt, da keine Informationen zum Auftreten dieser Niederschlagsform vorhanden waren.

Darüber hinaus basiert das Modell von Yang auf Daten aus Niederschlagsmessungen mit dem Hellmannkübel, der mit dem Nipher-Windschild ausgestattet war. In wie weit diese Annahme zulässig ist, wird im Kapitel 8 diskutiert.

7 Ergebnisse

Die beiden vorgestellten Modelle korrigieren - zunächst ohne Berücksichtigung der Station Rudolfshütte - den Niederschlag im Mittel um +9,54%. Wird die Station Rudolfshütte in die Mittelung des Korrekturfaktors einbezogen, erhält man die mittleren k-Faktoren 1,21 (Førland) und 1,12 (Yang), was einer Korrektur des gemessenen Niederschlags von +21% beziehungsweise +12% entspricht. Die gefunden Niederschlagskorrektur entspricht also Größenordnungsmäßig den Werten aus anderen Untersuchungen (Førland, 1996; Goodison, 1998; Sevruk, 2009).

Wie schon eingangs angedeutet, herrschen auf Messstationen im Gebirge unter Umständen andere Windbedingungen, als auf relativ abgeschatteten Stationen der Niederungen. Eine etwaige Niederschlagskorrektur von Messungen an Bergstationen sollte demnach immer kritisch betrachtet werden. Wie an den korrigierten Niederschlagswerten der Station Rudolfshütte zu sehen, betragen die Korrekturen bis zu 97%, sodass theoretisch ca 4050 mm im Jahr 2011 gefallen sein müssten (Tabelle 7.1)

ID	Name	Niederschlag -tage	Jährliche Summe (mm)		
			gemessen	Førland korrigiert (k)	Yang korrigiert (k)
1	ZELL AM SEE	144	1005,2	1092.8 (1.09)	1091.8 (1.09)
2	BISCHOFSHOFEN	146	886,3	969.6 (1.10)	966.3 (1.09)
3	RUDOLFSHÜTTE	185	2050,6	4048.9 (1.97)	2687.1 (1.31)
4	RAURIS	147	832,2	920.2 (1.11)	916.5 (1.10)
5	BAD GASTEIN	151	1027,8	1114.6 (1.09)	1112.7 (1.08)
6	MALLNITZ	139	897,0	971.7 (1.08)	971.7 (1.08)
7	OBERVELLACH	124	851,0	915.3 (1.08)	915.7 (1.07)
8	SALZBURG-FLUGHAFEN	165	948,3	1075.6 (1.13)	1079.7 (1.14)

Tabelle 7.1: Anzahl der Niederschlagstage, sowie gemessener und korrigierter, jährlicher Niederschlag für 2011

7.1 Wind

Die mittlere tägliche Windgeschwindigkeit der Stationen ist in Abbildung 7.1 zu sehen. Alle Stationen zeigen einen ähnlichen Verlauf. An den Stationen Bad Gastein und Salzburg traten jedoch öfter höhere Windgeschwindigkeiten auf. Die Station Rudolfshütte ist gesondert zu betrachten, da sie sehr windexponiert gelegen ist und mit einer Höhe von 2304 Metern als Bergstation gilt. Ihre Exponiertheit zeigt sich auch in ihrem erhöhten täglichen Mittelwind von 2,7 m/s, wohingegen die restlichen Stationen eine durchschnittliche Windgeschwindigkeit von 0,5 m/s aufweisen. Auch die Messstation am Salzburger Flughafen zeigt höhere Windgeschwindigkeiten, die vermutlich aus der Exponiertheit gegenüber Nordwest-wetterlagen herrühren.

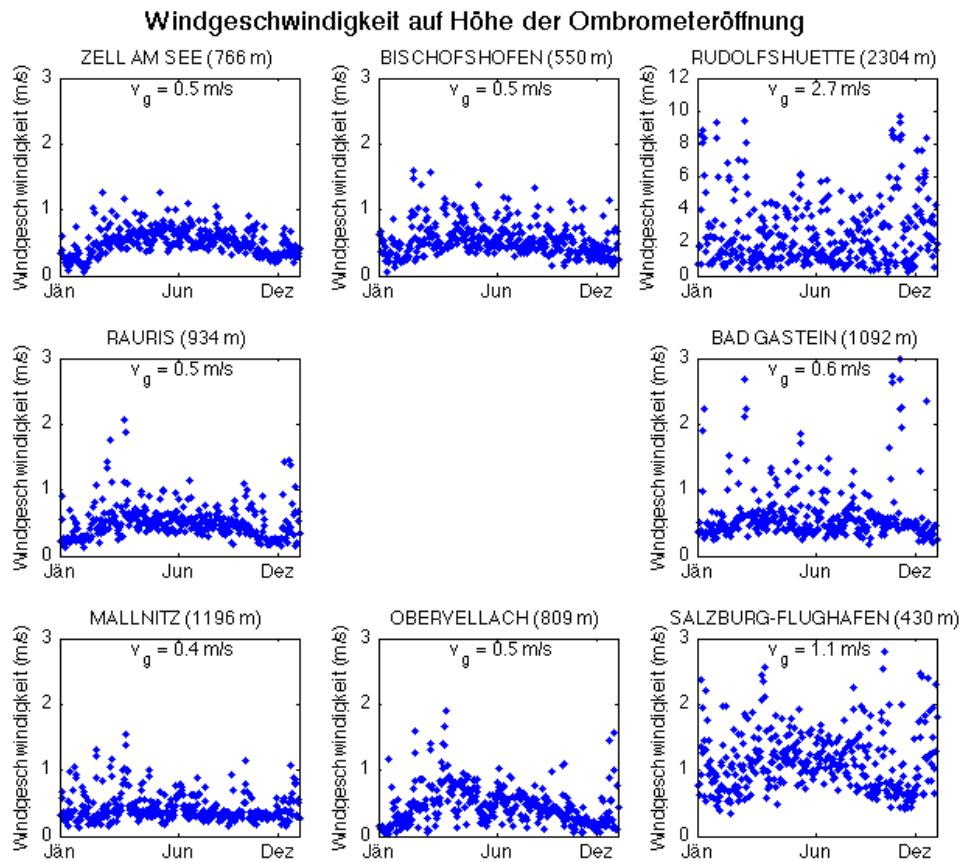


Abbildung 7.1: Verlauf der Windgeschwindigkeiten auf Höhe der Ombrometeröffnung und mittlere tägliche Windgeschwindigkeit v_g .

Auffallend sind auch die an jeder Station verzeichneten geringen Windgeschwindigkeiten im November. Der November 2011 war geprägt durch einen sehr beständigen Hochdruckkomplex über Mitteleuropa, der zudem auch den niederschlagsärmsten November seit Beginn der flächendeckenden Niederschlagsmessungen bedingte.

Die Verteilungen der Windgeschwindigkeiten und die Häufigkeiten sind den Abbildungen 7.1 und 7.2 zu entnehmen. Bei der Betrachtung beider Jahreszeiten fällt zunächst kein großer Unterschied der Muster auf. Drei Stationen zeigen jedoch höhere Werte im Winterhalbjahr; wie anhand der Windgeschwindigkeiten für Sommer und Winter (Abbildung 7.3 und 7.4) der Stationen Bad Gastein und Salzburg respektive Rudolfshütte zu sehen ist, traten in den Wintermonaten auch Windgeschwindigkeiten höher als 2 m/s beziehungsweise 5 m/s auf.

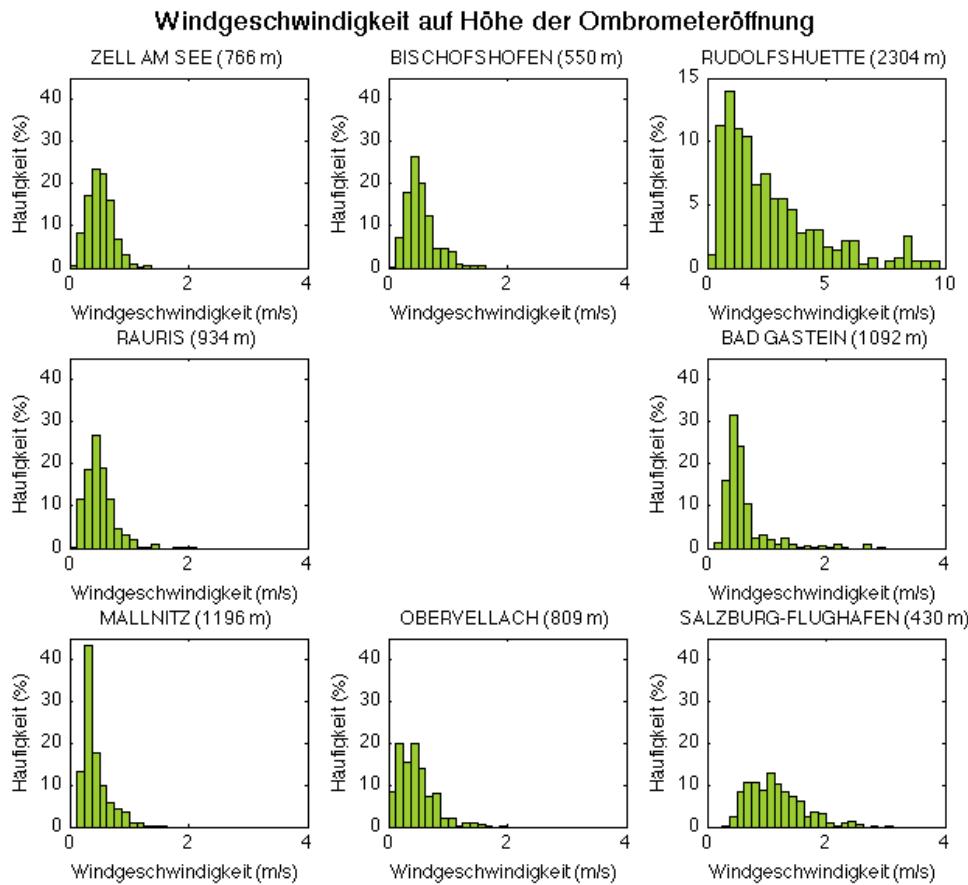


Abbildung 7.2: Histogramm der Windgeschwindigkeiten auf Ombrometerniveau für das Jahr 2011

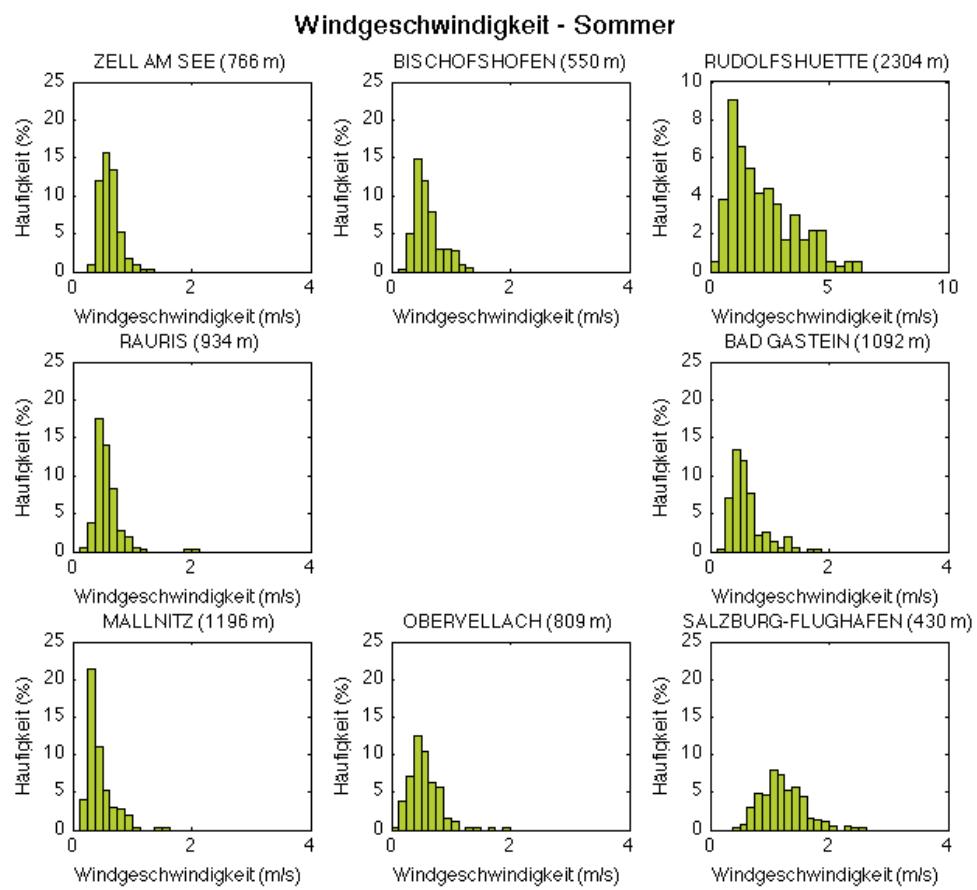


Abbildung 7.3: Histogramm der Windgeschwindigkeiten auf Ombrometerniveau, Sommerhalbjahr 2011

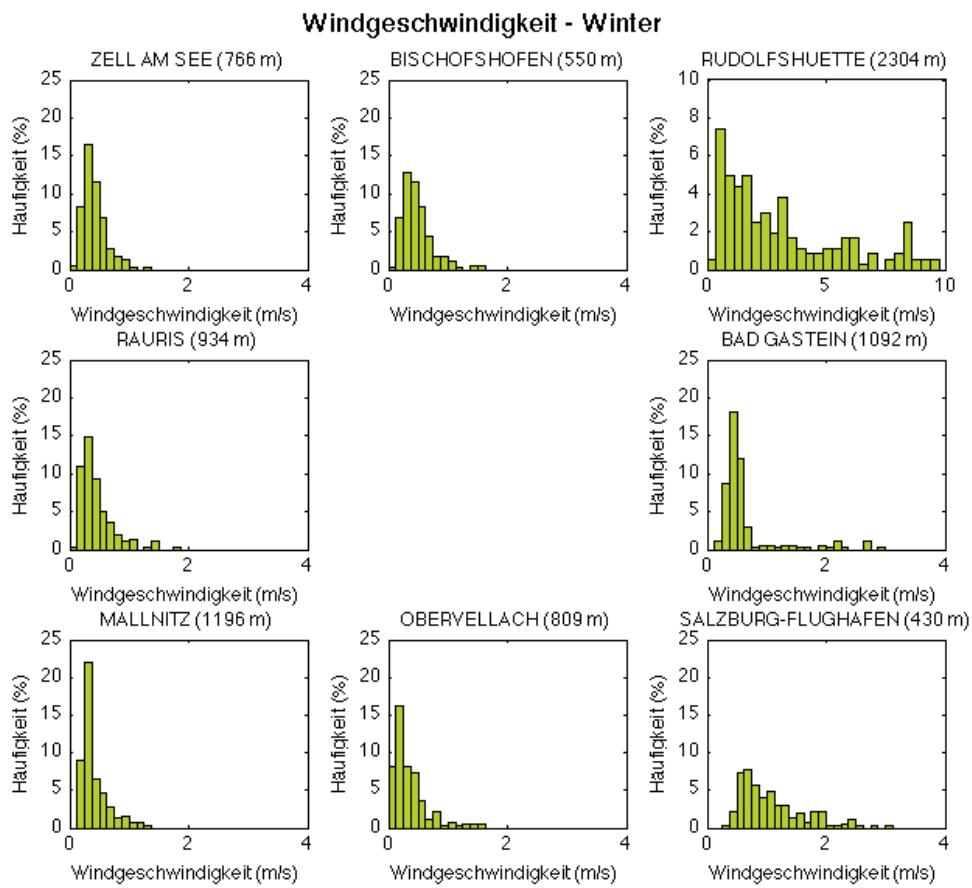


Abbildung 7.4: Histogramm der Windgeschwindigkeiten auf Ombrometerniveau, Winterhalbjahr 2011

7.2 Niederschlag

Der zeitliche Verlauf der im Jahr 2011 pro Tag gemessenen Niederschläge ist in den Abbildungen 7.5 (Winter) und 7.6 (Sommer) zu finden. Auffallend dabei ist, dass die Sommerniederschläge höher ausfallen, als die Winterwerte, und dass die Verteilung der Sommerniederschläge gleichmäßiger ist, als die Niederschläge im Winter. Verglichen mit dem klimatologischen Mittel 1970-2000, weist das Jahr 2011 ein Niederschlagsdefizit von 15% auf dem gesamten Bundesgebiet auf. Besonders trocken war der November, der als der bis dato niederschlagärmste November seit Beginn der Aufzeichnung gilt – in den Messreihen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) ist kein

7 Ergebnisse

anderes Jahr zu finden, indem im gleichen Monat ebenso wenig Niederschlag verzeichnet wurde.¹

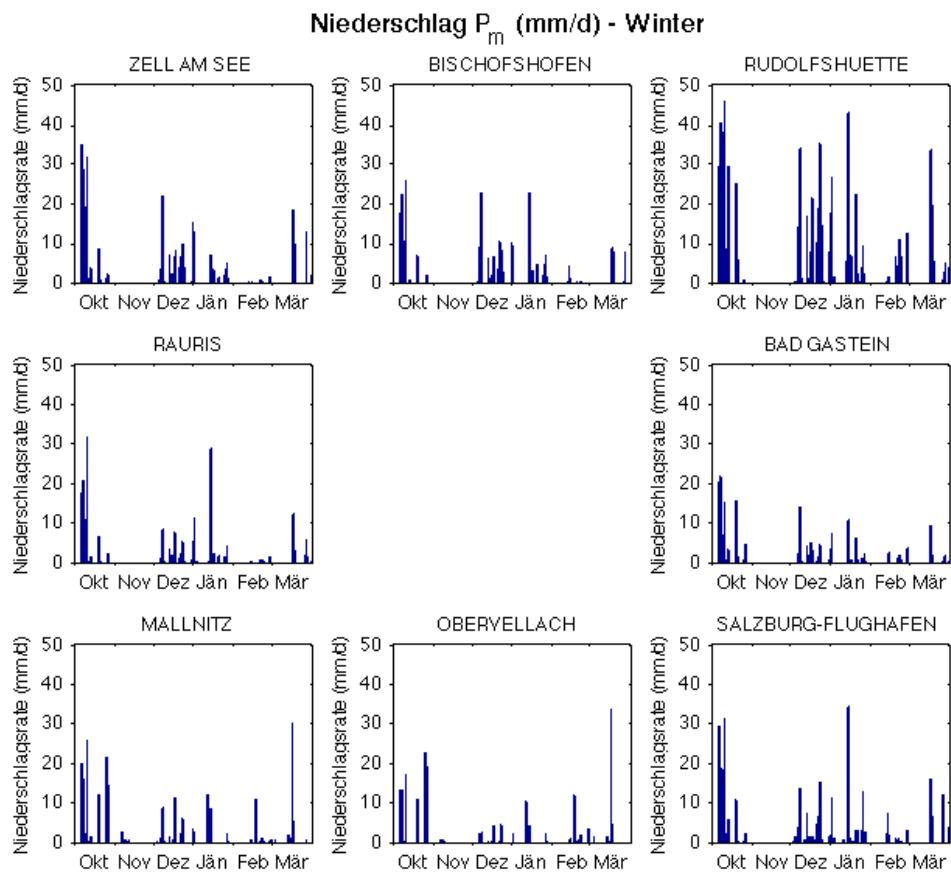


Abbildung 7.5: Niederschlagszeitserie (Tagessummen) für den Winter 2011

¹[http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klima-aktuell/monatsrueckblick/wetterrueckblick?](http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klima-aktuell/monatsrueckblick/wetterrueckblick?monat=11&jahr=2011)
monat=11&jahr=2011; Stand: 1.3.2013

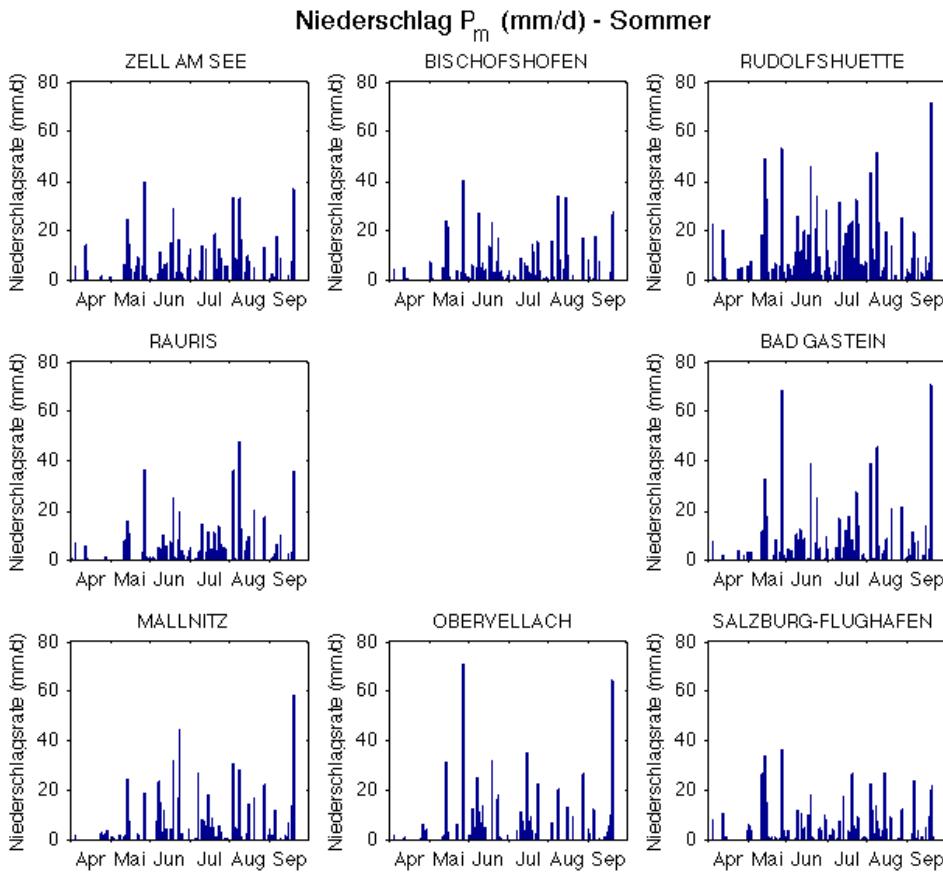


Abbildung 7.6: Niederschlagszeitserie für den Sommer 2011

7.3 Korrekturfaktor

Vergleicht man den Korrekturfaktor k der Modelle von Førland (Abbildung. 7.7) und Yang (Abbildung. 7.8), fallen hauptsächlich die Unterschiede in der Amplitude der beiden Modelle auf. Dabei generiert das DCM höhere Korrekturwerte, als das Modell von Yang. Besonders die Werte der Wintermonate differieren voneinander. Eine Ursache könnte die Temperaturabhängigkeit des DCM in Kombination mit den im Winter höheren Windgeschwindigkeiten sein. Die Stationen Rudolfshütte und Salzburg-Flughafen treten dabei besonders hervor. Zum einen herrschen auf der Bergstation Rudolfshütte im Mittel sehr hohe Windgeschwindigkeiten und zum anderen traten bei der tiefer gelegenen Station Salzburg-Flughafen häufig Ereignisse mit hohen Windgeschwindigkeiten auf (Abbildung.

7.2).

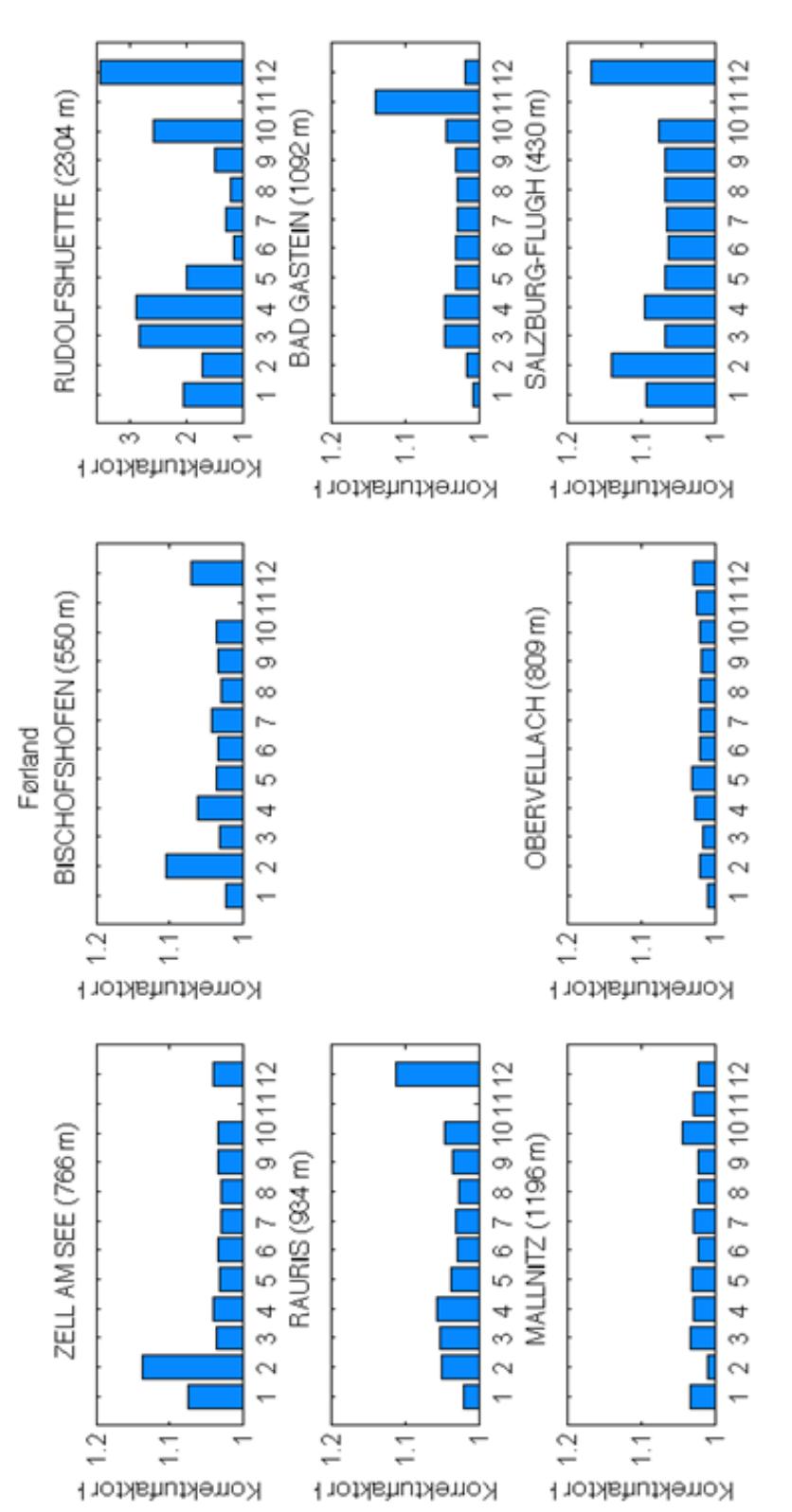


Abbildung 7.7: Mittlere monatliche Korrekturfaktoren des DCM für das Jahr 2011

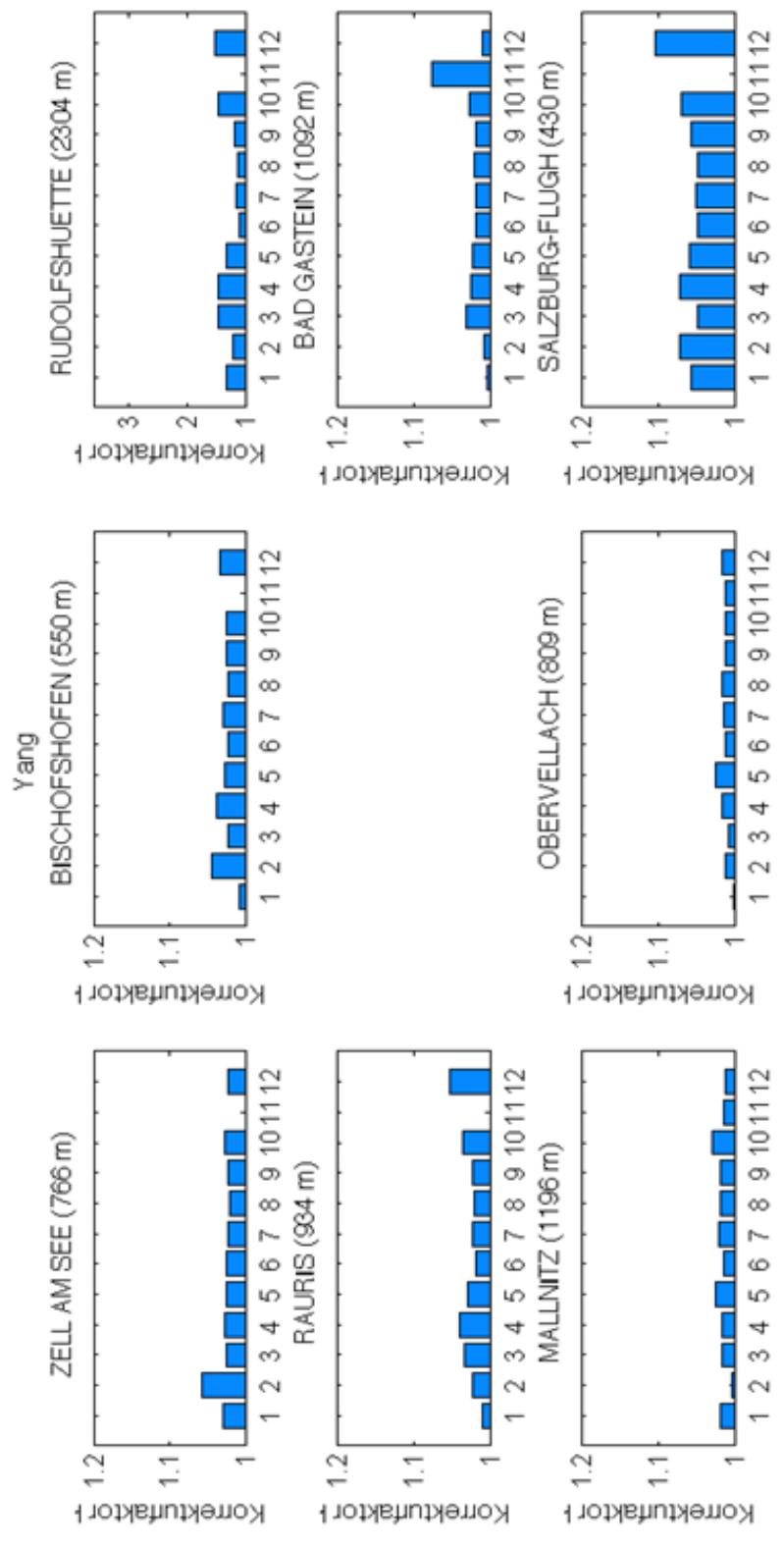


Abbildung 7.8: Mittlere monatliche Korrekturfaktoren des Models nach Yang (1999) für das Jahr 2011

Gemittelte Korrekturfaktoren

Die Abbildungen 7.7 und 7.8 zeigen relativ hohe Korrekturwerte in den Wintermonaten 2011. Es ist davon auszugehen, dass in diesem Fall vorwiegend der Korrekturfaktor des festen Niederschlags in die Monatsmittelung eingeht. Die Aufschlüsselung des gemittelten Korrekturfaktors in die flüssigen, festen und gemischten Anteile ist also nahe liegend – in Abbildung 7.9 werden die jeweiligen Anteile der beiden diskutierten Modelle dargestellt.

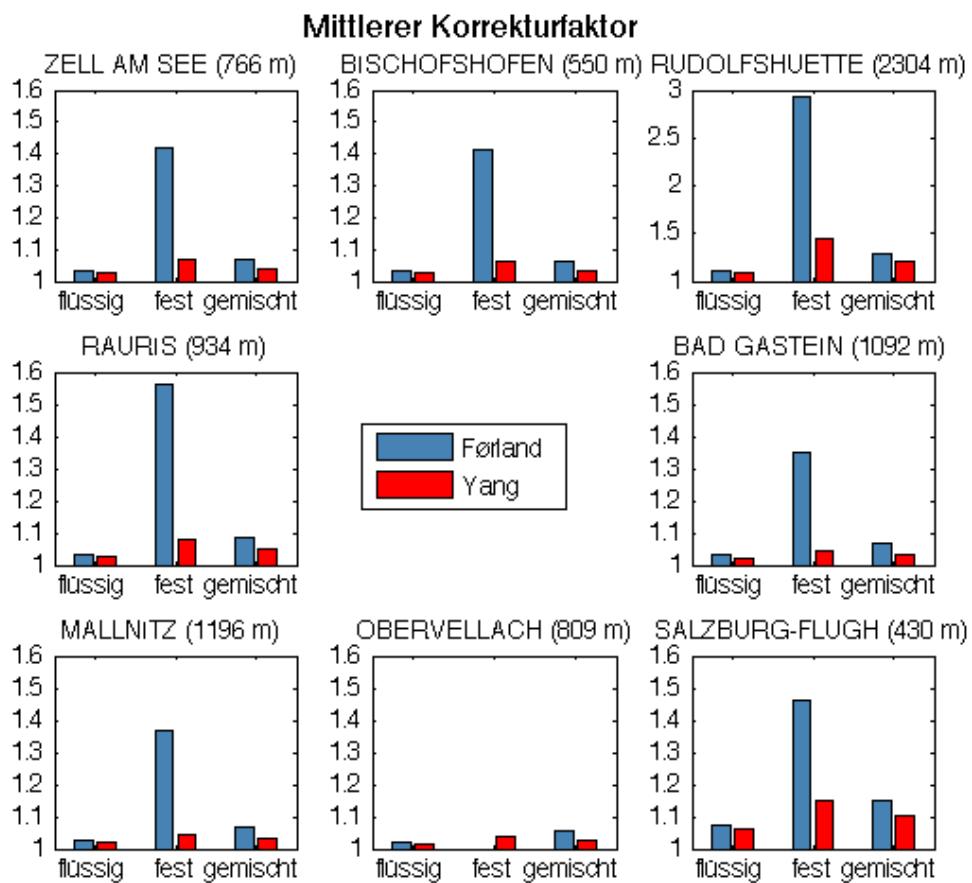


Abbildung 7.9: Gemittelte Korrekturfaktoren für flüssigen, festen und gemischten Niederschlag. Im Falle des festen Niederschlags wurden nur Werte $k > 1$ berücksichtigt (siehe auch Gl. 5.3). Modell von Førland: blau; Modell von Yang: rot, Zahlenwerte: siehe Tabelle 7.2

Beide Modelle liefern für den flüssigen und gemischten Anteil nahezu gleiche Ergebnisse. Im Falle von festem Korrekturkoeffizienten besteht jedoch ein deutlicher Unterschied zwischen dem Modell von Førland und dem Modell von Yang.

Die Mittel des flüssigen Korrekturfaktors liegen bei etwa 5% (Førland) und 4% (Yang). Gemischter Niederschlag wird im Mittel mit 10% (Førland) respektive 7% (Yang) korrigiert. Große Differenzen sind beim Anteil des festen Korrekturwertes zu erkennen; hier liegt das Mittel bei etwa 57% (Førland) beziehungsweise bei 12% (Yang). Dieser große Unterschied ist vor allem durch die Berechnung des Korrekturwerts des DCM begründet. Hierbei resultieren aufgrund der Exponentialfunktion relativ hohe Werte. Weiters auffallend ist das im Vergleich zu den restlichen Stationen hohe Korrekturniveau der Station Rudolfshütte. Wie bereits erwähnt herrschen an dieser Station im Mittel hohe Windgeschwindigkeiten, was in der Berechnung des Niederschlagdefizits deutlich zum Vorschein kommt. Besonders der mittlere Korrekturwert des festen Niederschlags bedarf einer kritischen Interpretation, da das Verhalten des DCM bei höheren Windgeschwindigkeiten, als 7 m/s unbekannt ist (vgl. Abschnitt 5.1).

Die Ergebnisse der mittleren Korrekturfaktoren der einzelnen Niederschlagsformen entsprechen jedoch qualitativ den Resultaten anderer Arbeiten (Goodison, 1998; Michelson, 2004; Rubel & Hantel, 1999; Sevruk, 2009)

Tabelle 7.2: Gemittelte Korrekturkoeffizienten, siehe auch Abbildung. 7.9

Index	Station	Korrekturfaktor					
		flüssig		fest		gemischt	
		Førland	Yang	Førland	Yang	Førland	Yang
1	ZELL AM SEE	1.031	1.025	1.418	1.068	1.069	1.039
2	BISCHOFSHOFEN	1.035	1.025	1.415	1.062	1.063	1.032
3	RUDOLFSHÜTTE	1.100	1.092	2.923	1.451	1.278	1.202
4	RAURIS	1.035	1.027	1.562	1.080	1.088	1.047
5	BAD GASTEIN	1.030	1.021	1.352	1.044	1.066	1.034
6	MALLNITZ	1.027	1.020	1.368	1.046	1.067	1.035
7	OBERVERLACH	1.021	1.014	1.001	1.039	1.054	1.025
8	SALZBURG-FLUGHAFEN	1.074	1.060	1.461	1.151	1.150	1.104

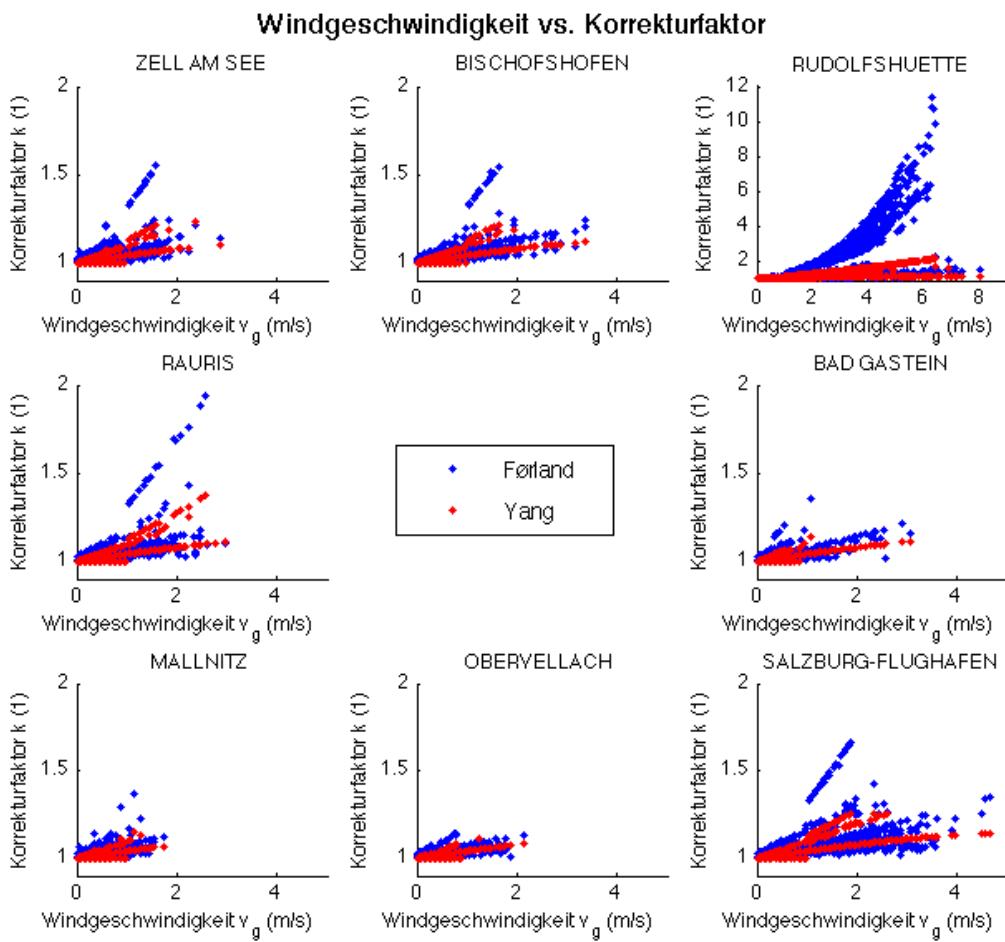


Abbildung 7.10: Windgeschwindigkeit auf Höhe der Omrbometer in Bezug auf den Korrekturfaktor, (blau: DCM; rot: Modell nach Yang). Dargestellt sind die stündlichen Werte.

Eine weitere Betrachtungsweise des Korrekturfaktors erhält man, wenn man diesen auf die Windgeschwindigkeit bezieht. In Abbildung 7.10 sind die stündlichen Wertepaare des k -Faktors und des Windes für die beiden untersuchten Modelle dargestellt. Die Verteilungen beider Modelle beschreiben eine Zunahme der Korrekturzahl mit steigender Windgeschwindigkeit. Dabei sticht der starke exponentielle Anstieg des DCM hervor, der auf die Temperaturabhängigkeit des Korrekturfaktors des festen Niederschlags zurück zu führen ist.

Eine Verteilung der Anzahl der Tage mit Niederschlag in Abhängigkeit zur Seehöhe

zeigt Abbildung 7.11. Die Stationen Mallnitz (6) und Obervellach (7) weisen eine Differenz von 15 Niederschlagstagen auf, obwohl sie geografisch nahe beieinander liegen (vgl. Abbildung 6.1). Das klimatologische Mittel zeigt jedoch, dass die beiden Stationen jährlich um etwa 17 Niederschlagstage differieren, die gefundene Differenz ist demnach nicht außergewöhnlich.

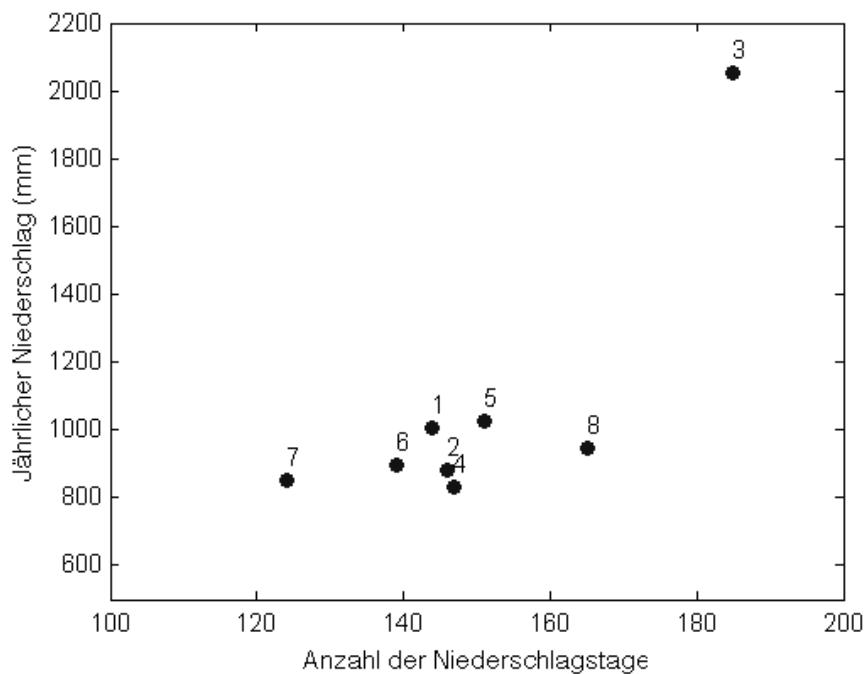


Abbildung 7.11: Niederschlagsmengen in Abhängigkeit von der Seehöhe für die in Tabelle 6.1 angeführten Stationen.

Entsprechend der Verteilung der Windgeschwindigkeiten (Abbildung. 7.2) ist eine ähnliche Verteilung der Häufigkeiten des Korrekturfaktors zu erwarten (Abbildung. 7.12). Wie sich zeigt, sinkt die Häufigkeit mit steigendem Korrekturfaktor an allen Stationen. Einzig die Verteilung der Station Salzburg-Flughafen ist gegenüber den restlichen Stationen in Richtung höherer Korrekturfaktoren verschoben.

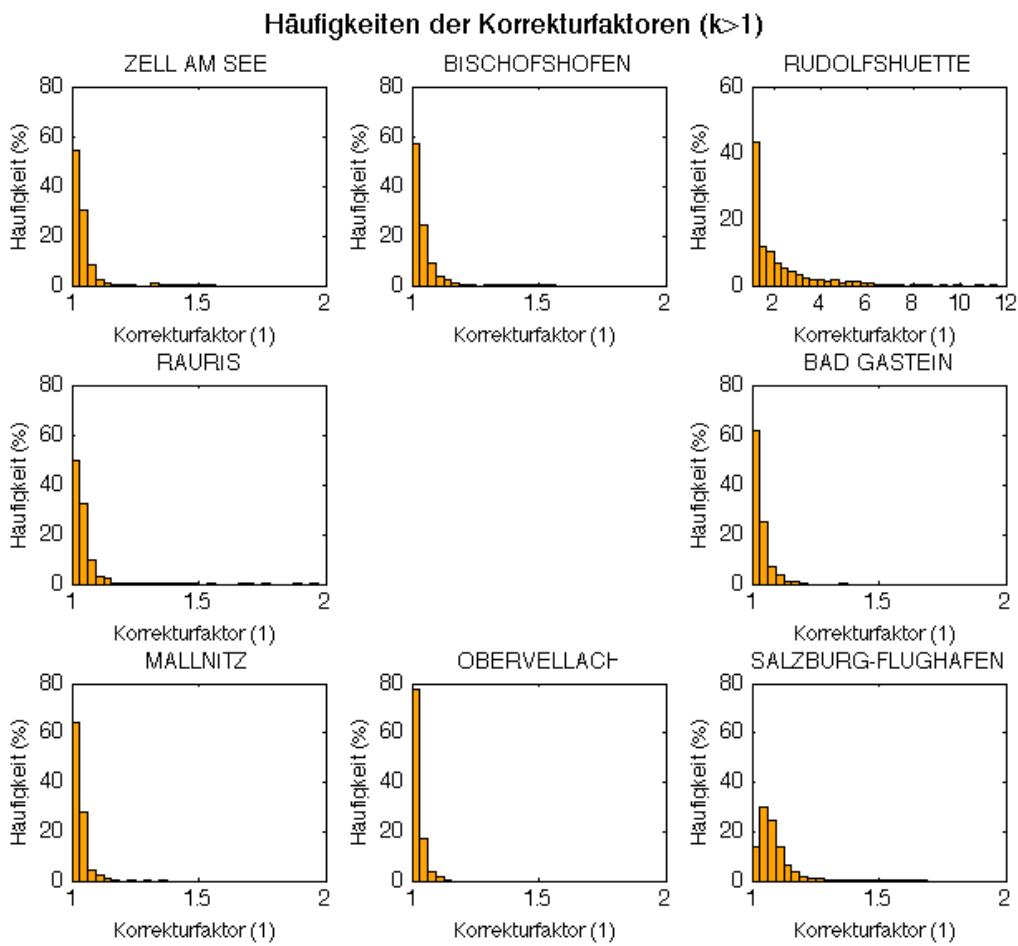


Abbildung 7.12: Häufigkeiten der Korrekturfaktoren des DCM für $k > 1$ für das Jahr 2011

7.4 Relative Niederschlagskorrektur

Werden intensitätsschwache Niederschlagsereignisse korrigiert, und wird der relative Fehler der Korrektur betrachtet, so kann dieser sehr groß sein und somit ist die Aussagekraft der Korrektur fraglich. Der relative Fehler ist in dieser Arbeit als die Differenz des korrigierten minus des gemessenen Niederschlags geteilt durch die gemessene Niederschlagsmenge definiert; $[(P_c - P_m)/P_m]$.

Zum Beispiel bewirkt eine Korrektur von 0,2mm eines 1-mm-Ereignisses, einen relativen Fehler von 25%. Wird hingegen ein Ereignis von 5mm korrigiert, liegt der relative

Fehler bei 4%. Um diesen Effekt zu untersuchen, wurden auf die Messreihen der Stationen vier Grenzwerte (1.0, 3.0, 5.0, 10.0 mm/d) angewendet. Abbildungen 7.14 bis 7.17 zeigen die relativen Häufigkeiten der Niederschlagskorrekturen nach Førland (Gl. 6.6).

Werden alle Messungen (Grenzwert 0,0 mm/d) mit dem Niederschlagsdefizit korrigiert, treten sehr hohe relative Korrekturen (400 – 1600%) bei allen Stationen auf (Abbildung. 7.13). Die gemessene Niederschlagsmenge und die addierte Differenz des Niederschlags sind in diesen Fällen meist sehr gering. Wie sich zeigt, werden die hohen relativen Korrekturen nicht mehr generiert, wenn die Messreihen ab den oben genannten Grenzwerten untersucht werden. (Abbildung.7.14 bis 7.17)

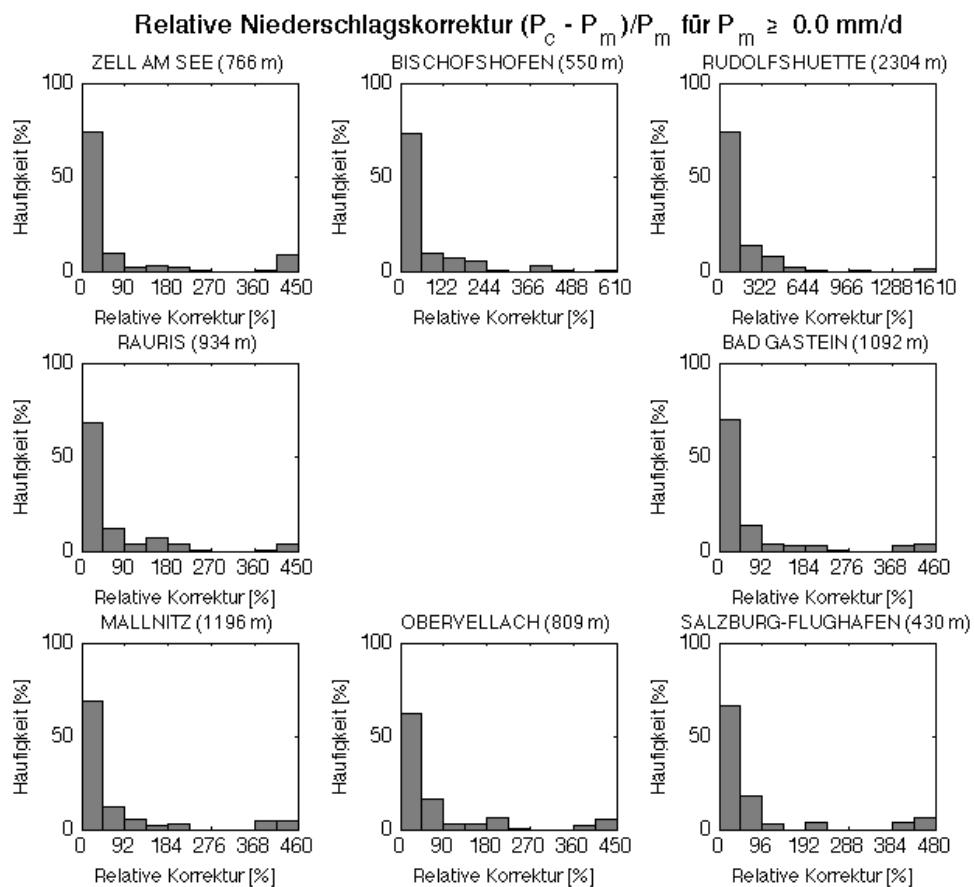


Abbildung 7.13: Häufigkeiten der relativen Korrektur mit Grenzwert 0 mm/d

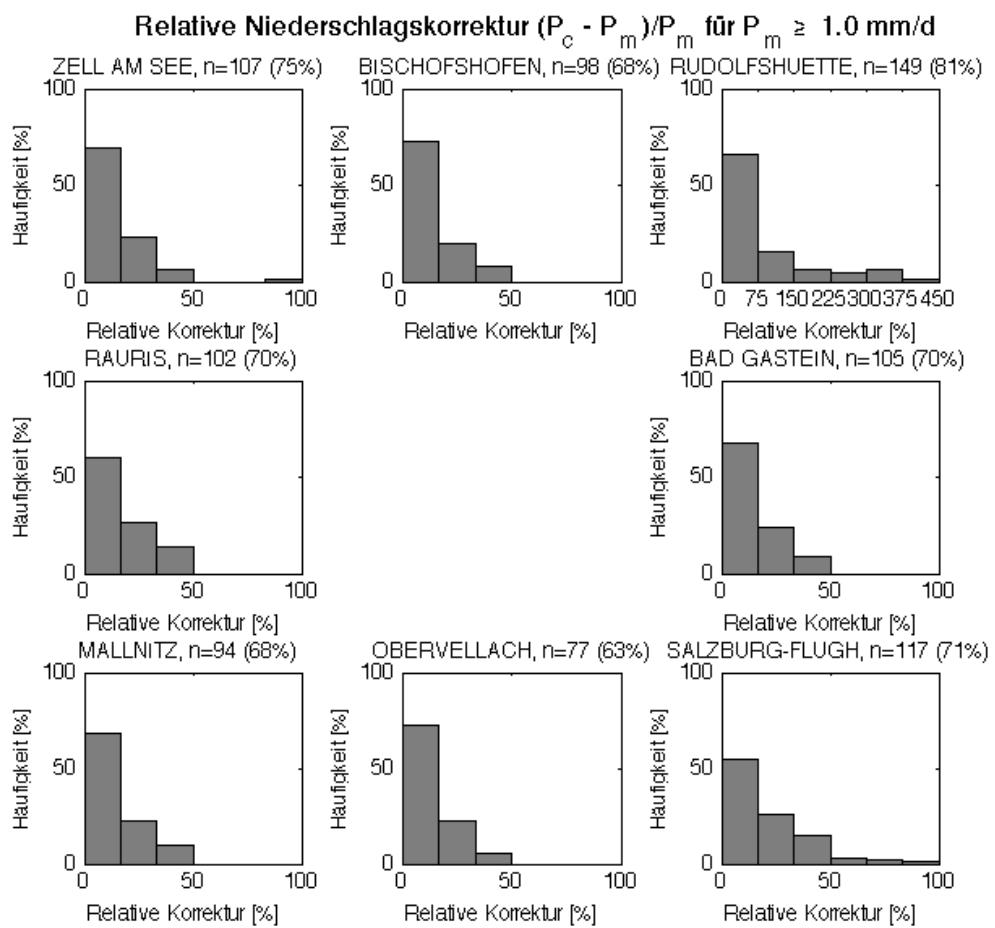


Abbildung 7.14: Häufigkeiten der relativen Korrektur mit Grenzwert 1 mm/d

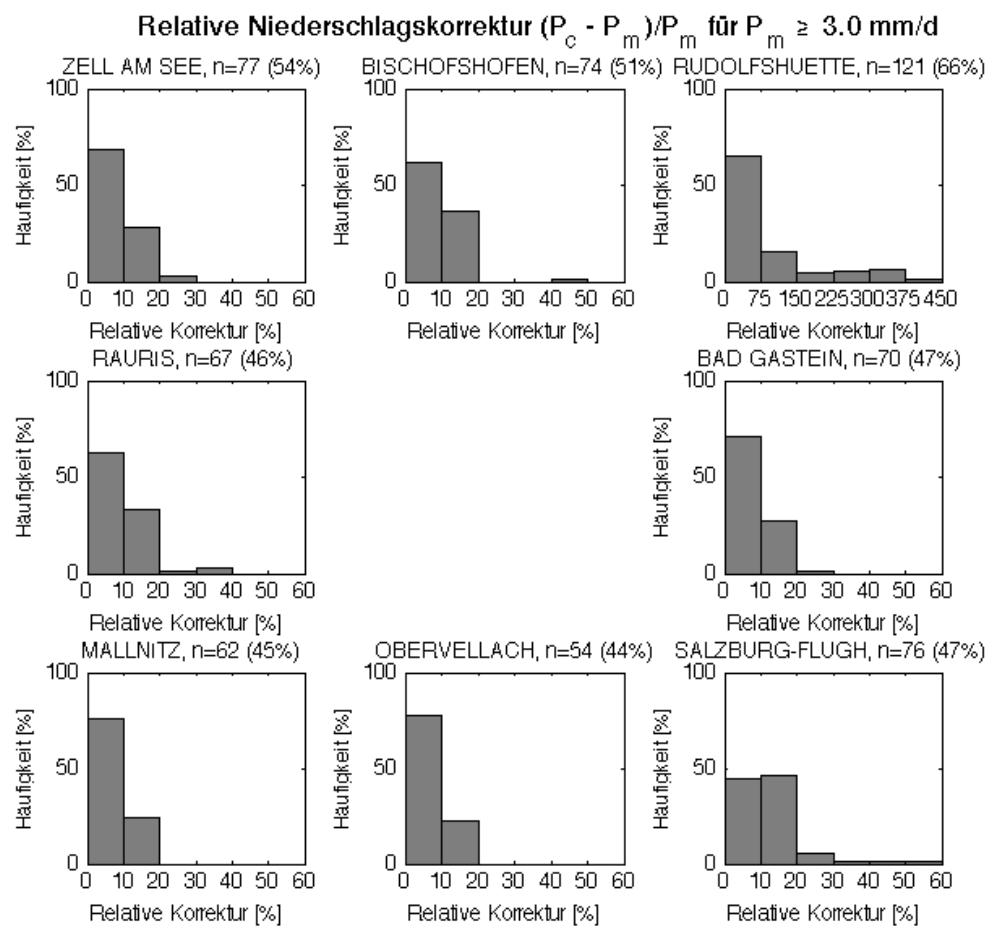


Abbildung 7.15: Häufigkeiten der relativen Korrektur mit Grenzwert 3 mm/d

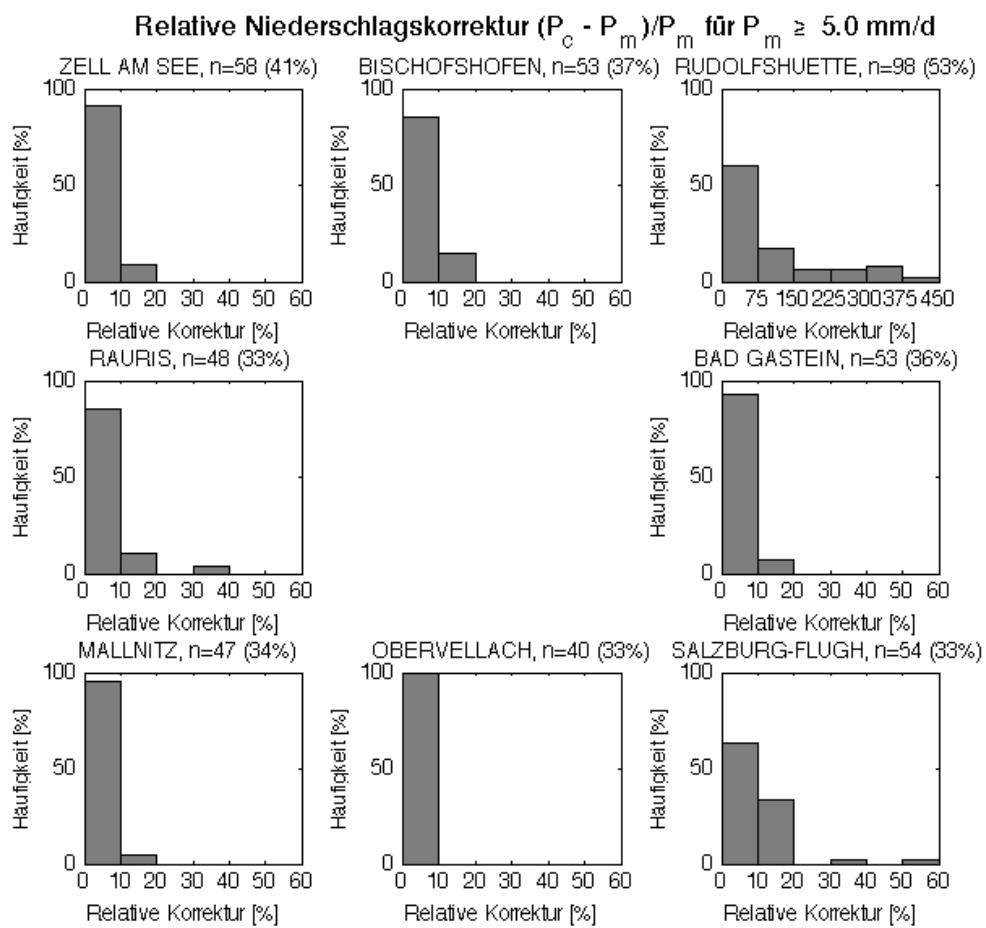


Abbildung 7.16: Häufigkeiten der relativen Korrektur mit Grenzwert 5 mm/d

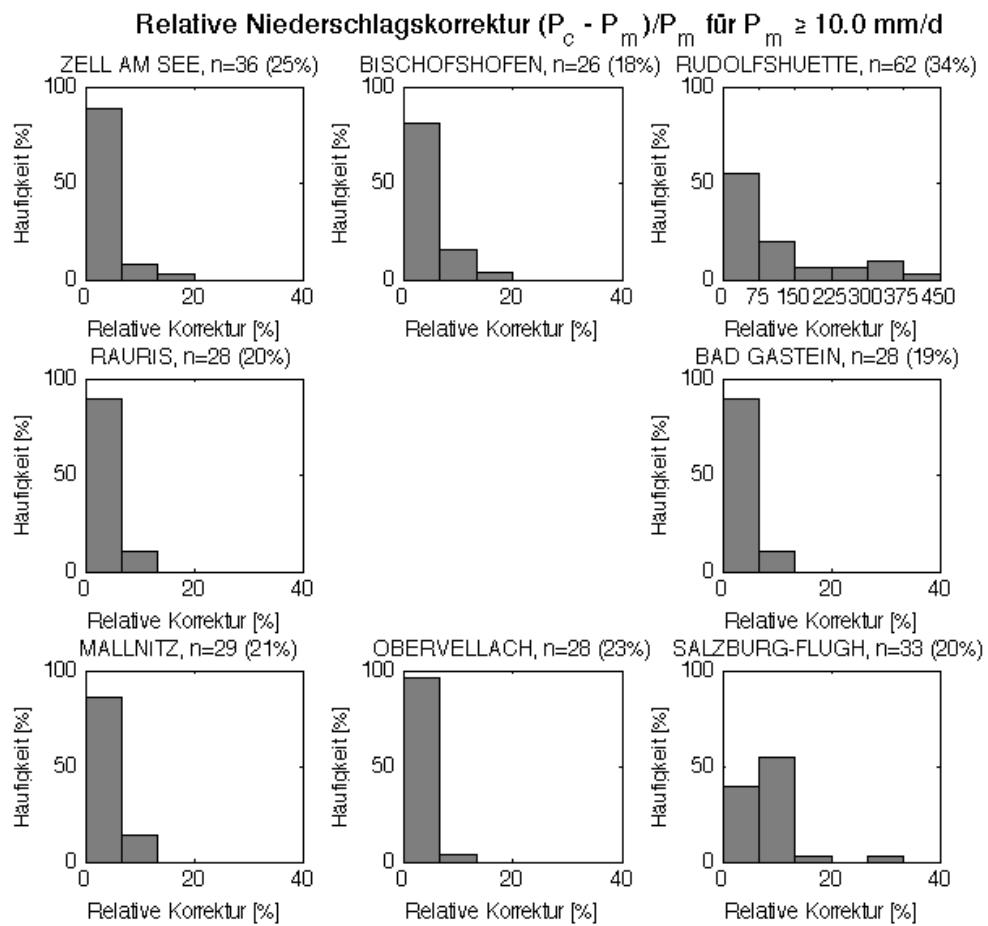


Abbildung 7.17: Häufigkeiten der relativen Korrektur mit Grenzwert 10 mm/d

Ausgenommen davon ist die Station Rudolfs hütte. Hier treten auch nach dem Anwenden der Grenzwerte sehr hohe relative Fehler auf, welche vor allem durch die dort sehr hohen Windgeschwindigkeiten verursacht werden.

Bis auf die Verteilung der relativen Fehler der Stationen Salzburg-Flughafen und Rudolfs hütte ähneln sich die Verteilungen der relativen Fehler zu hohem Maße; geringe Korrekturen sind dabei häufiger, als hohe. Die Station Salzburg-Flughafen unterscheidet sich etwas von den anderen untersuchten Stationen; hier zeigt sich ab einem Grenzwert von 3 mm/d eine gleichmäßige Verteilung für relative Korrekturen bis 20%. Darüber hinaus ist ab einem Grenzwert von 10 mm/d die Anzahl relativer Korrekturen der Klasse 6-15% höher, als die Korrekturbreite von 0-6%. Es sei hier jedoch angemerkt, dass bei

einem Grenzwert von 10 mm/d, lediglich 33 Ereignisse auftraten und die Verteilung kritisch hinterfragt werden muss.

Abbildung 7.18 veranschaulicht die Monatssummen des gemessenen und des korrigierten Niederschlags. In dieser Darstellung sind die Relationen des von den Instrumenten aufgefangenen Niederschlags deutlich zu erkennen. Hier sticht wiederum die Station Rudolfshütte hervor, an der im Vergleich zu den anderen Stationen relativ hohe Windgeschwindigkeiten vorherrschen, die diese hohen Korrekturen bewirken.

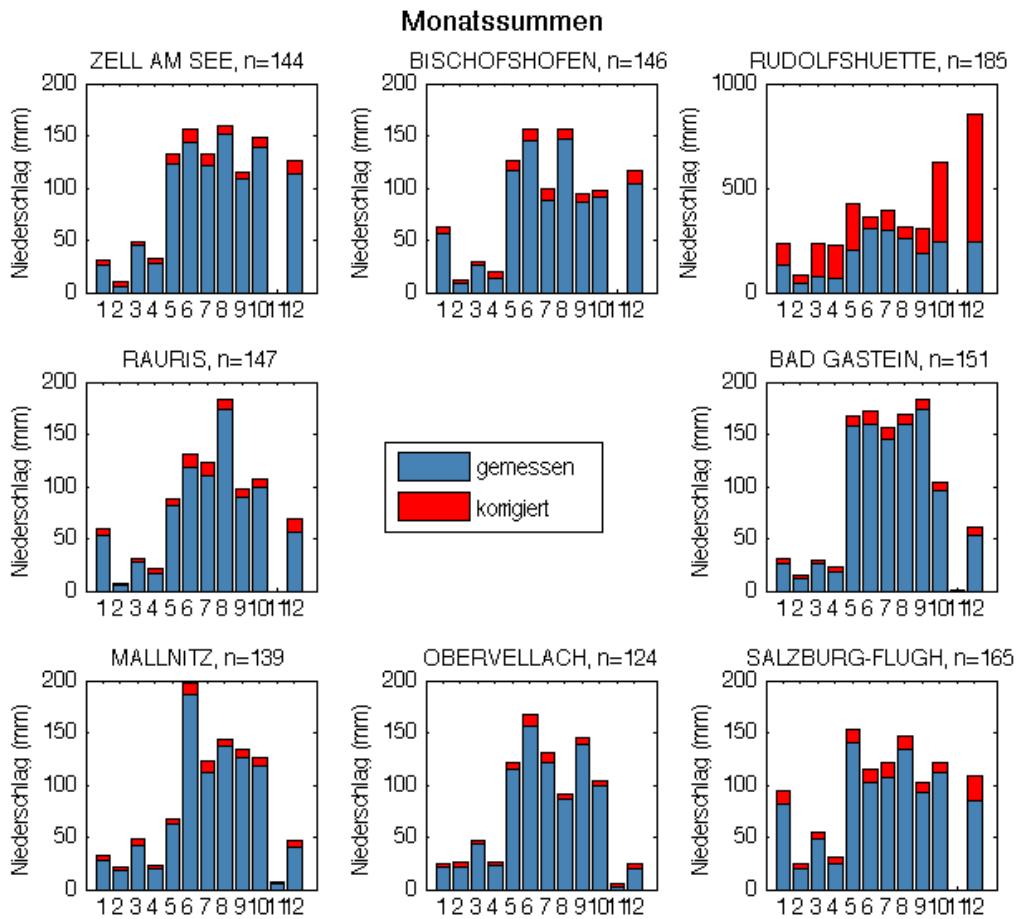


Abbildung 7.18: Monatssummen des Niederschlags und der berechneten Korrekturen mittels DCM für das Jahr 2011; n ist die Anzahl der Niederschlagsmeldungen

7.5 Korrelation der Modelle

Die Korrelation der Niederschlagskorrekturen der Modelle von Førland und Yang ist in Abbildung 7.19 dargestellt. Wie darin zu erkennen ist, korrelieren beide Modelle relativ gut. Dabei korrelieren Korrekturen bis 1 mm sehr gut, für Niederschlagsdefizite höher als 1mm wird die Streuung größer. Es kann jedoch gesagt werden; das Korrekturmödell nach Yang, korrigiert die Niederschlagsmengen mit ähnlicher Güte, wie das Modell von Førland, welches zudem die Niederschlagsintensität beziehungsweise die Lufttemperatur berücksichtigt.

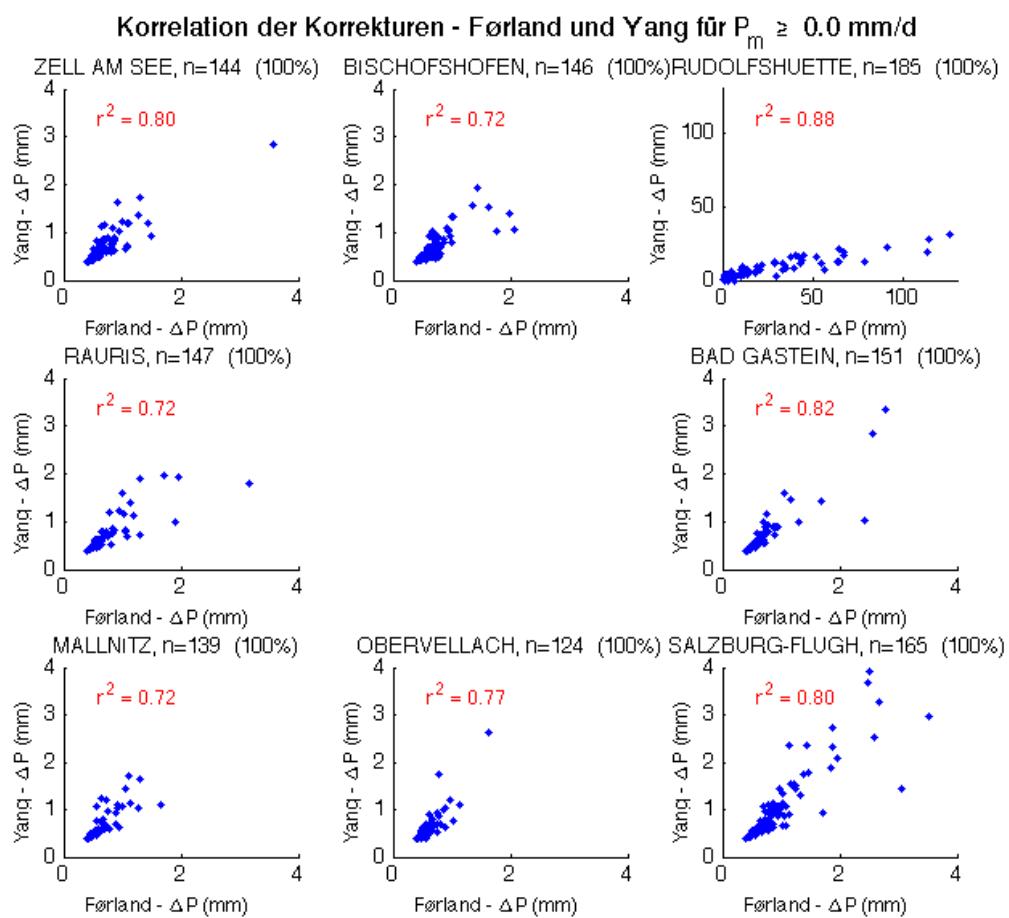


Abbildung 7.19: Korrelation der Modelle von Førland und Yang. n ist die Anzahl der unter Berücksichtigung des Grenzwertes betrachteten Niederschlagsereignisse.

Auf den folgenden Seiten sind die Korrelationen der Korrekturen mit dem Wind abgebildet – in Bezug auf die Grenzwerte 1.0, 3.0, und 10.0 mm/d (Abb. 7.20 bis 7.22). Es zeigt sich, dass die tägliche mittlere Windgeschwindigkeit kaum bis überhaupt nicht mit dem Niederschlagsdefizit korreliert ist. Dies bestätigt die Beobachtung, dass die Intensität von Niederschlagsereignissen nicht von der zeitgleich auftretenden mittleren Windgeschwindigkeit abhängt; stratiformer und intensiver Regen geht nicht zwangsläufig mit hohen Windgeschwindigkeiten einher und auch konvektive Niederschläge bedingen nicht immer hohen Windstärken.

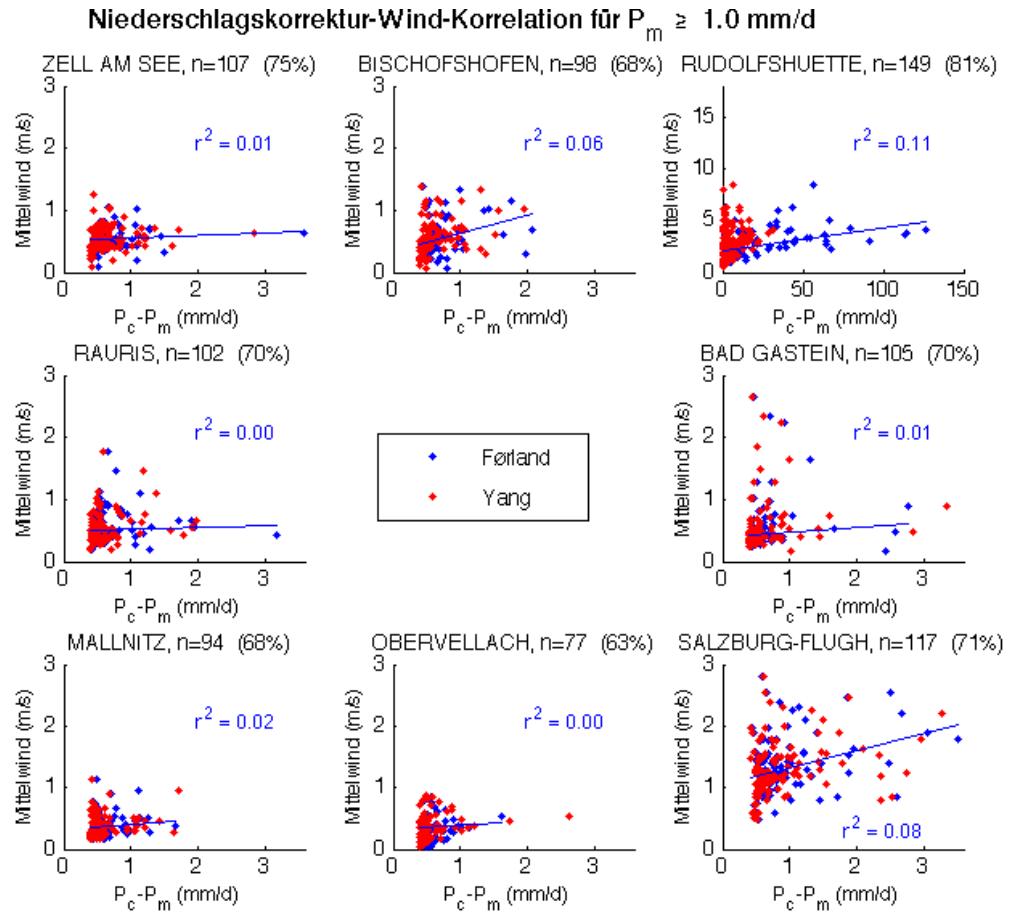


Abbildung 7.20: Korrelation der Niederschlagskorrektur und des Mittelwindes auf Höhe der Ombrometeröffnung für gemessene Niederschlagsereignisse ab einer Intensität von 1.0 mm/d, n gibt die Anzahl der Korrektur-Mittelwindpaare an; blau: Korrektur nach Förland, rot: Korrektur nach Yang; die Zahl in Klammer ist der prozentuelle Anteil aller Wertepaare. r^2 bezieht sich auf die Wertepaare von Förland

Wird ein Niederschlagsgrenzwert von 1 Millimeter pro Tag angenommen, stehen 70% der Niederschlagsereignisse der Auswertung zur Verfügung. Das Bestimmtheitsmaß r^2 schwankt von Station zu Station zwischen 0,01 und 0,16 und entspricht großenordnungsmäßig dem aus Seibert et al (Seibert & Morén, 1999).

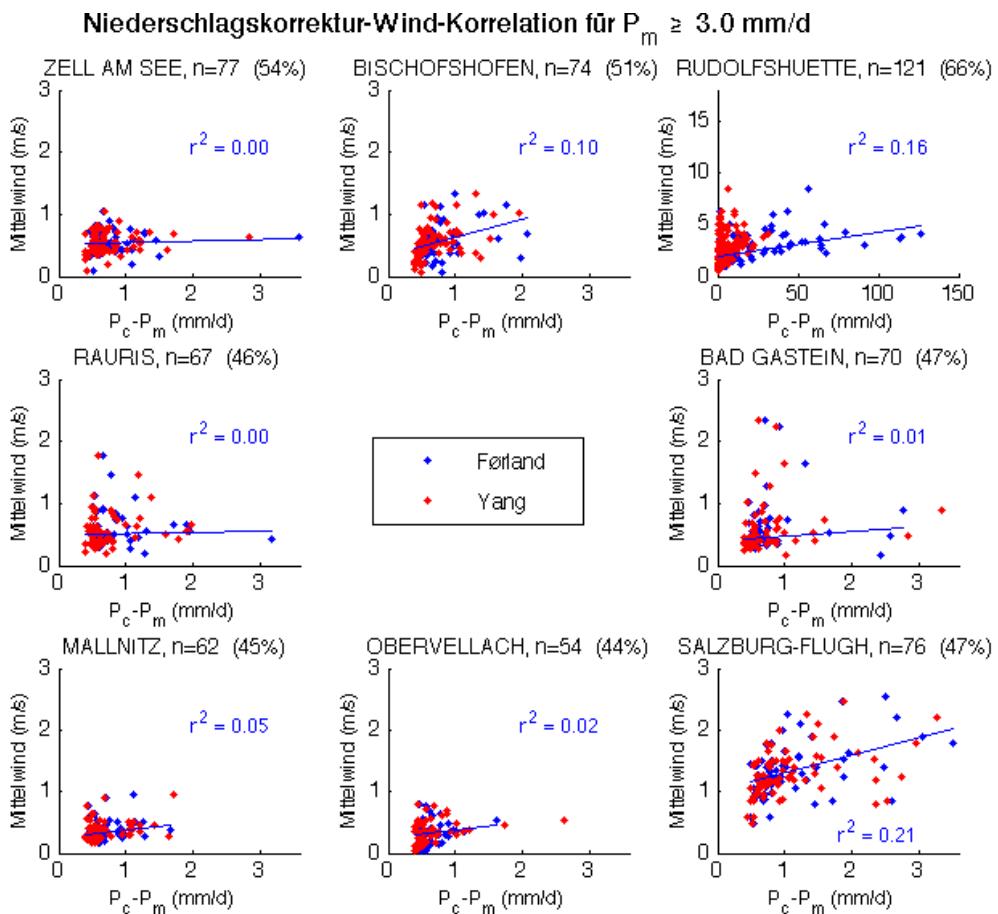


Abbildung 7.21: Korrelation der Niederschlagskorrektur und des Mittelwindes auf Höhe der Ombrometeröffnung für gemessene Niederschlagsereignisse ab einer Intensität von 3.0 mm/d. n gibt die Anzahl der Korrektur-Mittelwind-paare an; blau: Korrektur nach Førland, rot: Korrektur nach Yang; die Zahl in Klammer ist der prozentuelle Anteil aller Wertepaare. r^2 bezieht sich auf die Wertepaare von Førland

Bei der Eingrenzung der Niederschlagsereignisse mit dem Grenzwert von 3 mm/d umfasst der untersuchte Datensatz durchschnittlich nur noch die Hälfte aller Ereignisse. (Abbildung 7.21)

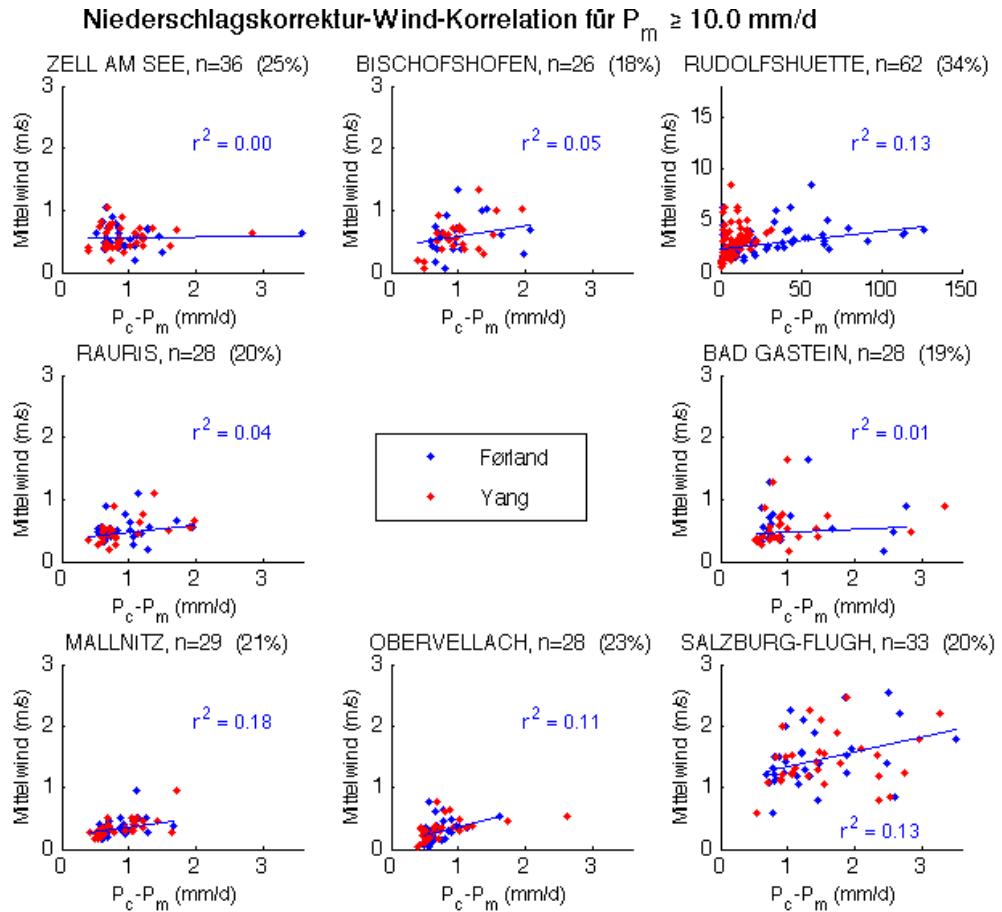


Abbildung 7.22: Korrelation der Niederschlagskorrektur und des Mittelwindes auf Höhe der Ombrometeröffnung für gemessene Niederschlagsereignisse ab einer Intensität von 10.0 mm/d . n gibt die Anzahl der Korrektur-Mittelwindpaare an; blau: Korrektur nach Førland, rot: Korrektur nach Yang; die Zahl in Klammer ist der prozentuelle Anteil aller Wertepaare. r^2 bezieht sich auf die Wertepaare von Førland

In Abbildung 7.22 sind Niederschlagsdefizite in Abhängigkeit zum Mittelwind ab dem Grenzwert von 10 mm/d zu sehen. Im Mittel tritt ein Ereignis mit Niederschlagsmengen größer als 10 mm/d jedes fünfte Mal auf.

7.5.1 Korrelation der Modelle in Halbjahresbetrachtung

Die Aufteilung der in Abbildung 7.20 gezeigten Wertepaare in Sommer- und Winterhalbjahr, ist in den Abbildung 7.23 bis 7.26 gezeigt.

Dabei traten im Winterhalbjahr – gemittelt über alle Stationen – knapp ein Drittel und im Sommerhalbjahr zwei Drittel der Niederschlagsereignisse auf (Abbildung 7.23 und 7.26). Das Winterhalbjahr ist im Vergleich zum Sommerhalbjahr durch eine größere Streuung der Wertepaare gekennzeichnet. Dies ist den in Abschnitt 7.1 beschriebenen, in den Wintermonaten höheren, Windgeschwindigkeiten zu zuschreiben.

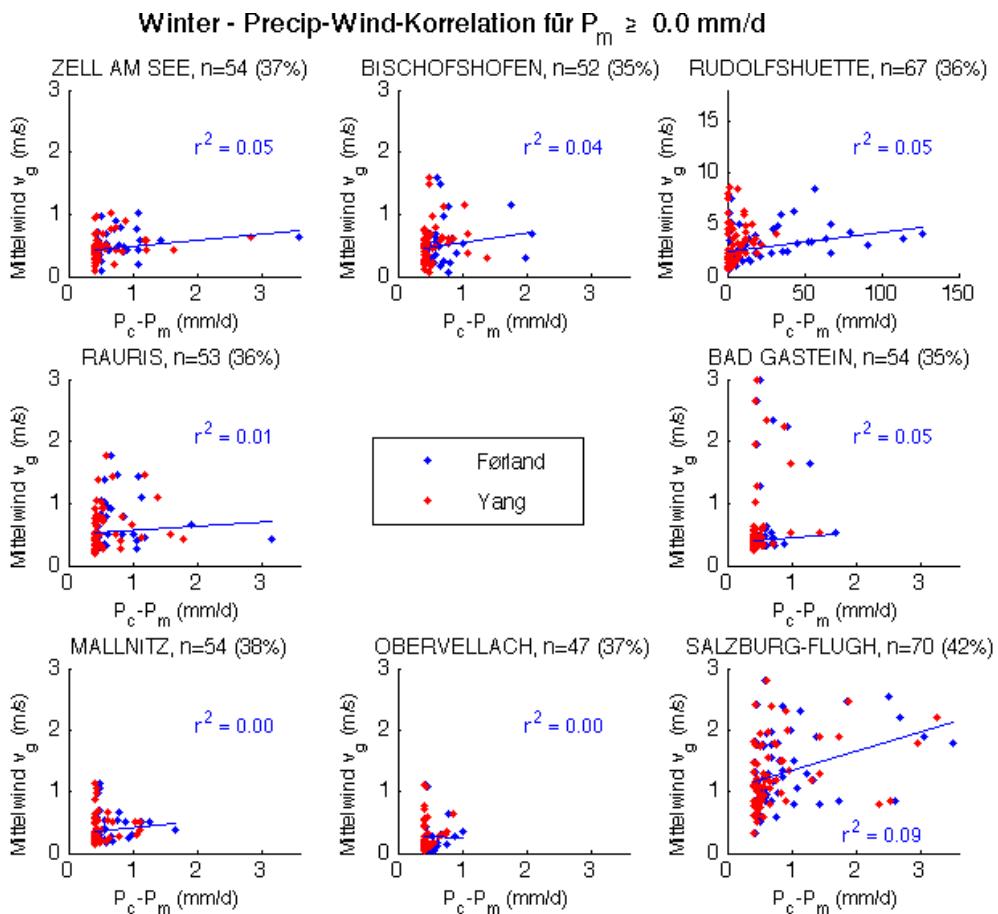


Abbildung 7.23: Korrelation der Niederschlagskorrektur und des Mittelwindes auf Höhe der Ombrometeröffnung alle Niederschlagsereignisse des Winterhalbjahrs. n gibt die Anzahl der Korrektur-Mittelwind-paare an; blau: Korrektur nach Førland, rot: Korrektur nach Yang; die Zahl in Klammer ist der prozentuelle Anteil aller Wertepaare. r^2 bezieht sich auf die Wertepaare von Førland

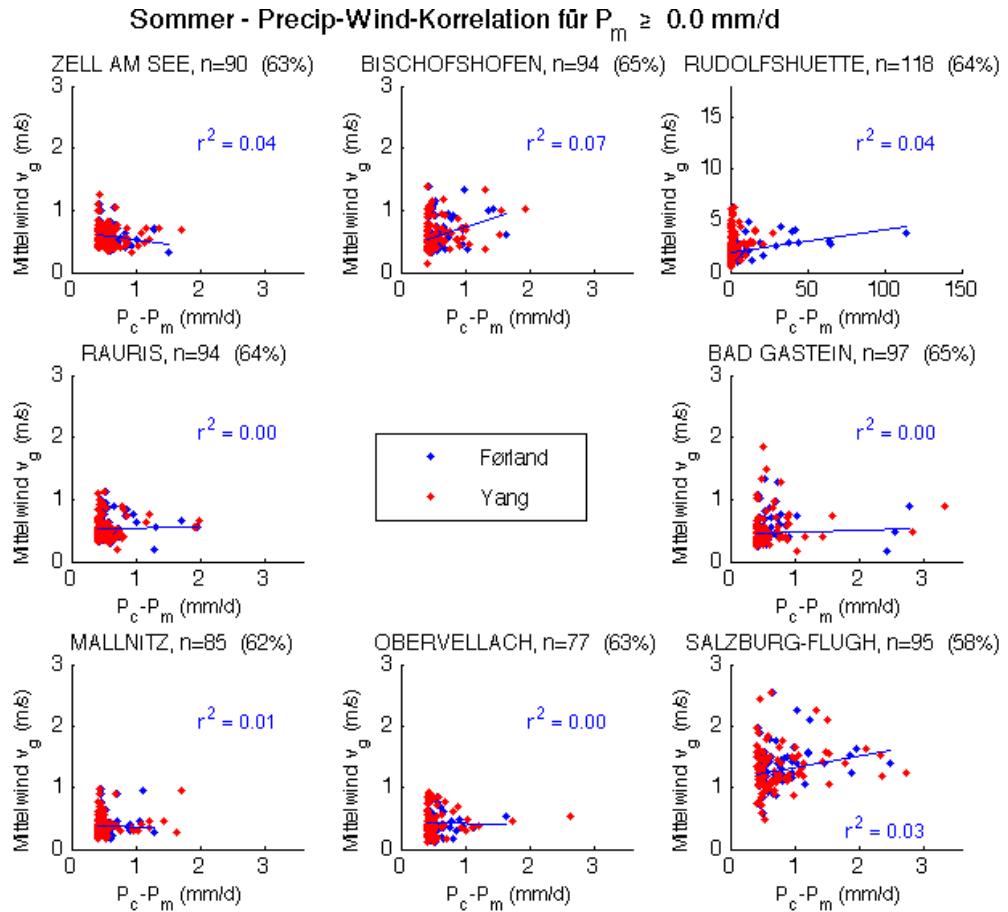


Abbildung 7.24: Korrelation der Niederschlagskorrektur und des Mittelwindes auf Höhe der Ombrometeröffnung alle Niederschlagsereignisse des Sommerhalbjahres. n gibt die Anzahl der Korrektur-Mittelwind-paare an; blau: Korrektur nach Førland, rot: Korrektur nach Yang; die Zahl in Klammer ist der prozentuelle Anteil aller Wertepaare. r^2 bezieht sich auf die Wertepaare von Førland

Auch die Betrachtung der Wertepaare ab einer gemessenen Niederschlagsintensität von 3 mm/d führt zu dem ähnlichen Ergebnis, in dem die Winterwerte höher gestreut sind, als die Sommerwerte. Die Aufschlüsselungen in Winter- und Sommerhalbjahr, mit einem Grenzwert von 3 mm/d, folgen in den Abbildungen 7.25 und 7.26.

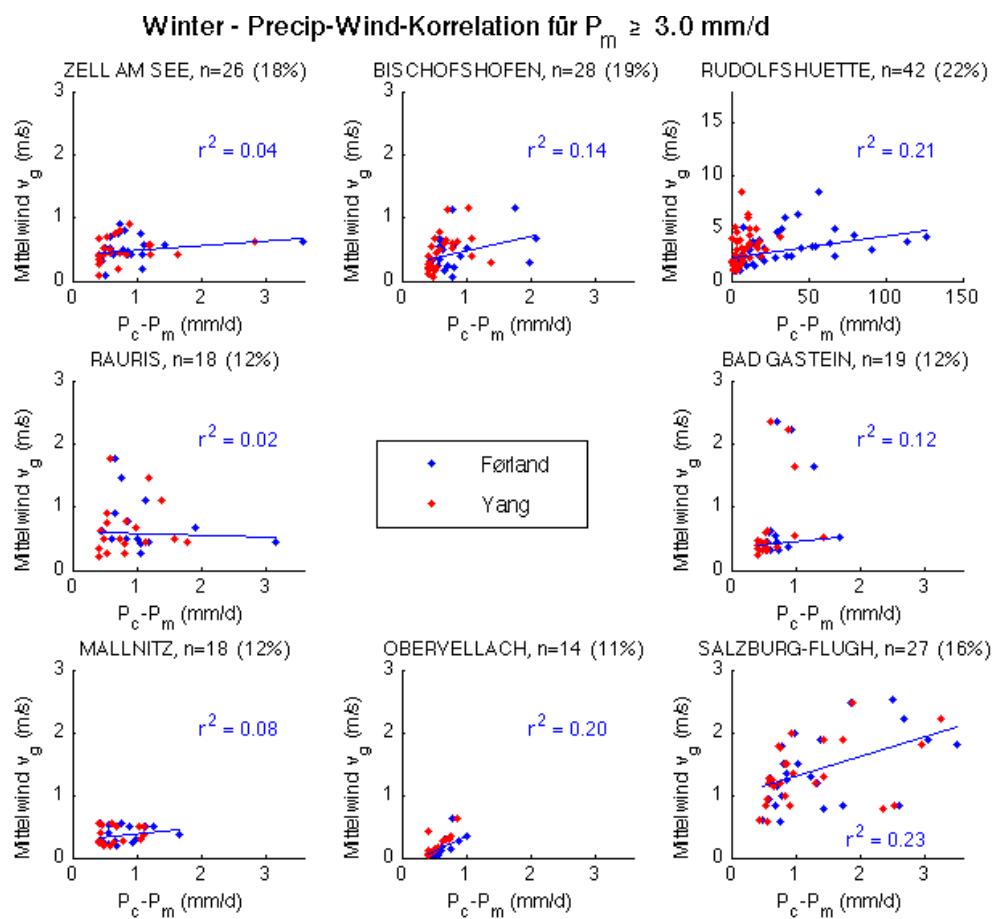


Abbildung 7.25: Korrelation der Niederschlagskorrektur und des Mittelwindes auf Höhe der Ombrometeröffnung; Niederschlagsereignisse ab 3 mm/d des Winterhalbjahres. n gibt die Anzahl der Korrektur-Mittelwind-paare an; blau: Korrektur nach Førland, rot: Korrektur nach Yang; die Zahl in Klammer ist der prozentuelle Anteil aller Wertepaare. r^2 bezieht sich auf die Wertepaare von Førland

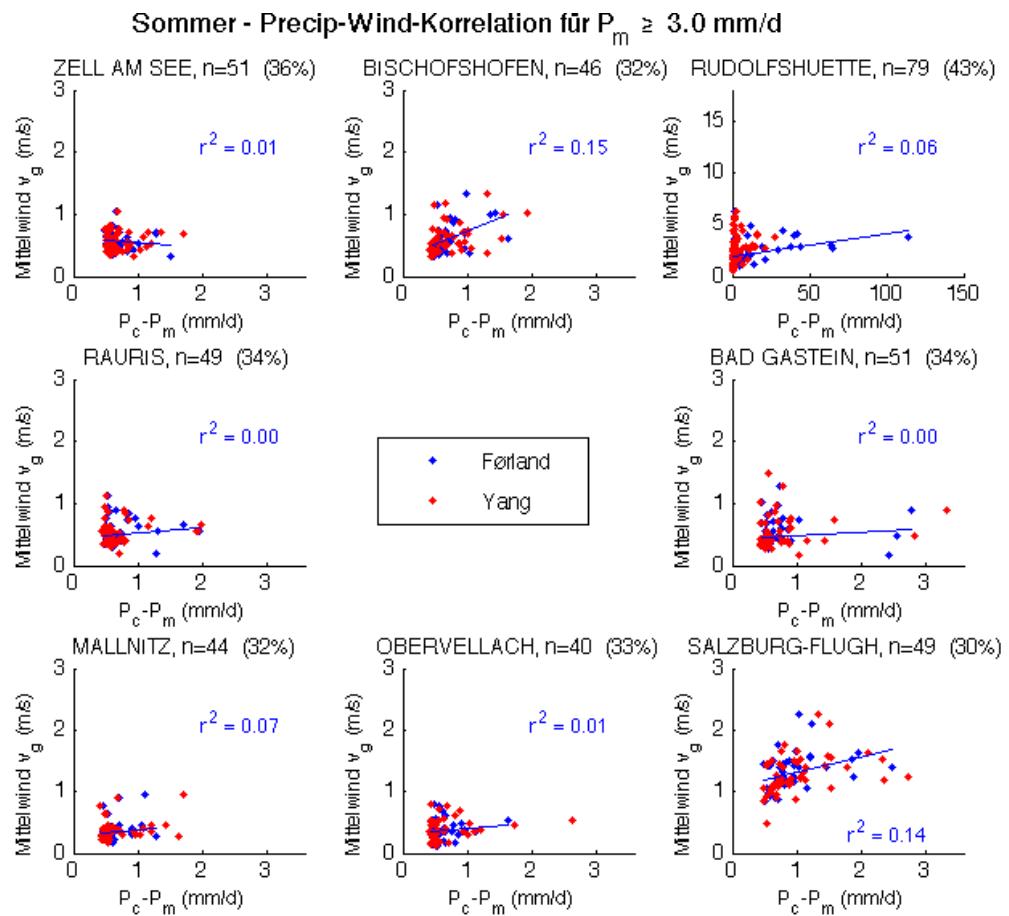


Abbildung 7.26: Korrelation der Niederschlagskorrektur und des Mittelwindes auf Höhe der Ombrometeröffnung; Niederschlagsereignisse ab 3 mm/d des Sommerhalbjahres. n gibt die Anzahl der Korrektur-Mittelwind-paare an; blau: Korrektur nach Førland, rot: Korrektur nach Yang; die Zahl in Klammer ist der prozentuelle Anteil aller Wertepaare. r^2 bezieht sich auf die Wertepaare von Førland

8 Diskussion

Qualitativ hochwertige Niederschlagsdatensätze sind von großem Interesse für eine weite Bandbreite an Anwendungen und Forschungsbereichen. Für die Dimensionierung von Wasserläufen ist die wahre Niederschlagsmenge ebenso wichtig zu kennen, wie für die Datenassimilation globaler Klimasimulationen und die Verifizierung von regionalen Wettermodellen.

Da die wahre Niederschlagsmenge mit den weltweit gängigen Ombrometer nur unzureichend erfasst wird, behilft man sich mit technischen Optimierungen und Vergleichsmessungen, aus denen Korrekturmodelle resultieren.

Zwei dieser Modelle sind das Dynamic Correction Model (Førland, 1996) und ein Regressionsmodell von Yang (Yang, 1999), die in dieser Arbeit vorgestellt wurden.

In beide Modelle fließen Informationen über die Windgeschwindigkeit ein, die den größten systematische Fehler der Niederschlagsmessung bedingt. Das DCM berücksichtigt darüber hinaus auch die Niederschlagsintensität bei Regen und die Temperatur bei Schneefall. Ein Anwendungsbeispiel der Korrekturverfahren wurde anhand einiger inneralpiner Stationen gezeigt. Die berechneten, durchschnittlichen Niederschlagsdefizite belaufen sich auf 5 bis 7% für Regen, 7 bis 12% für gemischten Niederschlag und 12 bis 57% für Schnee. Obwohl in dieser Arbeit der Umfang der Stationsauswahl und der betrachtete Zeitraum begrenzt sind, liegen die Ergebnisse qualitativ im Bereich der bisher publizierten Werte, und dieses Resultat stellt durchaus ein nicht außer acht zu lassendes Ergebnis dieser Arbeit dar. Trotzdem müssen die Randbedingungen und Umstände, unter denen diese Modelle eingesetzt werden, kritisch hinterfragt werden;

- Globale Anwendbarkeit der Korrekturmodelle; die beschriebenen Methoden zur Korrektur wurden in Bezug auf bestimmte, klimatische und geografische Gegebenheiten eruiert. Die den Modellen zu Grunde liegenden Datensätze sind streng

genommen von den Umweltbedingungen abhängig, in denen sie erfasst wurden. Die Anwendbarkeit in anderen klimatischen Regionen ist also zu hinterfragen. Ein weiteres Betätigungsgebiet wäre diesbezüglich beispielsweise in wie weit die Tröpfchen- und Eiskristallgrößenverteilung ausschlaggebend ist.

- Technische Messverfahren; die praktische Realisierung der Niederschlagsmessung passiert mit einer Vielzahl unterschiedlichster Ombrometertypen (manuelle; automatische: Kippwaagen, Gewichtsmessung, Tröpfchenzählern), die zudem einen ständigen, technischen Optimierungsprozess erfahren. Dies generiert eine große Vielfalt an Gerätetypen und -generationen. Folglich ist die Homogenität der Messungen mitunter stark variierend. Ist man versucht ein Niederschlagskorrekturmodell zu realisieren, dann bezieht sich dieses auf die Auswahl der untersuchten Gerätetypen und Konfigurationen. Beispielsweise messen Ombrometer, die mit einem Windzaun ausgestattet sind 21 bis 75% mehr Schnee, als solche ohne Windzaun (Førland, 1996).

Die Anwendung der Korrekturmodelle auf Datensätze, denen Messungen mit abweichenden Geräten zu Grunde liegen, ist eine noch nicht zur Gänze geklärte Frage.

- Eingangsparameter: Førland und Yang stellen ihre Modelle in Bezug auf Wind, Niederschlagsform und Temperatur. Eine Korrektur anhand dieser Modelle ist somit an das Vorhandensein dieser Parameter gebunden. Stehen diese Daten nicht zur Verfügung, können sie aus umliegenden Stationsmessungen interpoliert werden oder anhand von Vorhersagen ergänzt werden. Dieses Verfahren birgt jedoch weitere mögliche Fehler.

Førland berücksichtigt in seinem Modell zur Korrektur von Schneefall die Lufttemperatur in der Nähe des Ombrometers. Die Repräsentativität einer solchen Punktmessung ist allerdings fraglich. Viel mehr ist der Bezug auf den vertikalen Temperaturgradienten von Interesse, zumal die Schneeflocken einen womöglich anderen Entwicklungsprozess durchlaufen haben, als aus der Punktmessung abgeschätzt wird. Beispielsweise bedeutet eine Lufttemperatur in Bodennähe weit unter der Nullgradgrenze nicht automatisch, dass die Schneeflocken, die den Boden erreichen, ausgebildete Dendriten sind. Dass die Schneeflocken aufgrund der Durchschreitung feuchter und warmer Luftmassen stark bereift sein können, sollte ebenso berücksichtigt werden, nicht zuletzt da diese Art Hydrometeore eine andere

Fallgeschwindigkeit und Größe aufweisen, als stetig gewachsene Dendriten. Im Falle des DCM muss für die Korrektur flüssigen Niederschlags auch die Information über die Intensität des Regens vorhanden sein.

- Darüber hinaus sind die Metadaten der einzelnen Stationen von Bedeutung. In die Reduktion der Windgeschwindigkeit auf Ombrometerniveau fliesst die Umgebungsabschattung in Form des mittleren Abschattungswinkel ein. Dieser Parameter ist nicht von jeder Station bekannt, er spielt jedoch eine wesentliche Rolle – die Exposition des Aufstellungsorts hat direkte Auswirkung auf das Auffangverhalten des Ombrometers. Und auch die Höhe der Messung der Windgeschwindigkeit ist für die Berechnung des Niederschlagdefizits relevant. Nicht zuletzt ist der Zeitraum, über den die Mittelung des Windes erfolgt, wichtig. Werden beispielsweise Niederschlagskorrekturen von 24-Stunden-Werten berechnet, so repräsentiert das Tagessmittel der Windgeschwindigkeit nicht unbedingt die wahren Geschwindigkeiten zum Zeitpunkt der Niederschlagereignisse.

Die Schwierigkeit der Niederschlagskorrektur besteht demnach in dem Vorhandensein der Eingangsvariablen und in der Homogenität des Messnetzes.

Die Homogenisierung von Niederschlagsdaten ist weithin ein wichtiges Betätigungsgebiet. Allein der Vergleich zweier Zeitreihen wirft Fragen zur Vergleichbarkeit auf; wird davon ausgegangen, dass Stationen in einem kalten Klima vorwiegend trockenen, langsam fallenden Schneefall erfahren, liegt mit den in dieser Arbeit gefundenen Erkenntnissen der Schluss nahe, dass diese Stationen geringere Mengen messen, als Stationen, die hauptsächlich angeraumten/feuchten, rasch fallenden Schneefall aufzeichnen – mit der Annahme, dass in beiden Klimata theoretisch die gleiche Menge fällt.

Die Niederschlagsmessung ist nach wie vor von großer Wichtigkeit und die Anwendbarkeit bestehender Korrekturmethoden bedarf großer Umsicht und der Berücksichtigung der damit gemachten Annahmen. Es ist ebenso zu hinterfragen, in wie weit diese Methoden mit Klimadatensätzen koordinierbar sind.

Anhand des in dieser Arbeit verwendeten, reduzierten Datensatzes konnte jedoch gezeigt werden, dass trotz einiger Adaptionen, qualitativ annehmbare Ergebnisse erzielt werden konnten, und dass die vorgestellten Korrekturmödelle ausreichend Inhalt für weitere Untersuchungen bieten.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich all jenen danken, die mich während dem Verfassen dieser Arbeit und des Studiums unterstützt haben. Zunächst meinem Betreuer Prof. Dr. Reinhold Steinacker, der mir mit der Themenfindung behilflich war und trotz zeitlicher Knappheit für Fragen offenstand.

Großen Dank möchte ich auch meinen stets geduldigen Eltern aussprechen, die mich finanziell und rücksichtsvoll durch mein Studium begleitet haben. Hohe Anerkennung möchte ich meiner Schwester Maresa aussprechen, die immer sehr fürsorgsam und mit Ratschlägen zur Seite stand - ihre positiven Zusprüche waren stets motivierend.

Besonderer Dank gilt meinen Freunden und MitstudienkollegInnen Thomas, Michael, Peter, Jasmina, Katharina und Johannes für die oftmals langen Prüfungsvorbereitungsstunden und die gemeinsam geschafften Prüfungen.

Meinen Freunden Christian, Bärbel, Stefan, Gudrun, Michael, Katharina, Christian, Florian, Ilka, Florian und Oliver für ihre Unterstützung auch abseits des universitären Umfelds.

Ein musikalischer Dank gebührt besonders Michael und Gudrun, deren erlesene Auswahl das Entstehen dieser Diplomarbeit überaus angenehm mitgestaltet und “zähe” Arbeitsphasen aufgelockert hat.

Curriculum Vitae

Persönliche Daten

- Name: Sebastian Koblinger
- Geburtsdatum: 14. Februar 1984
- Wohnort: Wien

Ausbildung

- 1994 - 2002: Gymnasium GRG3 Hagenmüllergasse
- 2003 - 2004: Studium Technische Physik an der TU Wien
- 2004 - 2013: Studium der Meteorologie an der Universität Wien

Arbeitspraxis

- August 2007: Praktikum in der Wetterredaktion des ORF Hörfunk
- Oktober 2008 - Juli 2009: Tutor der Lehrveranstaltung “Wetterbesprechung” an der Universität Wien
- August 2009 - September 2009: Mitarbeit bei diversen Projekten am Institut für Meteorologie an der Universität für Bodenkultur
- August 2010 - April 2012: Mitarbeit bei dem Projekt “Anpassungsmaßnahmen der ÖBB-Infrastruktur an den Klimawandel” am Institut für Meteorologie an der Universität für Bodenkultur

Literaturverzeichnis

- ALLERUP, P., H. MADSEN F. VEJEN. 2000. Correction of precipitation based on off-site weather information. *Atmospheric research*, **53**, 231–250.
- AUER, I., B. CHIMANI J. NEMEC J. NIKITSCH F. RUBEL. 2011. Endbericht syn-metal: Einfluss des systematischen niederschlags- messfehlers auf trends alpiner zeitreihen. *Endbericht syn-metal*, **1**, 47.
- DAHLSTRÖM, B., E. FØRLAND H. MADSEN J. PERÄLÄ R. SOLANTIE. 1986. The improvement of point precipitation data on an daily basis. *Nordic working group in precipitation, nhp-report*, **17**, 1986.
- EHINGER, J. 1993. Siting and exposure of meteorological instruments (semi). *Wmo tech. doc*, **589**, 100.
- FØRLAND, E.J., P. ALLERUP B. DAHLSTRÖM E. ELOMAA T. JÓNSSON H. MADSEN J. PERÄLÄ P. RISSANEN H. VEDIN F. VEJEN. 1996. Manual for operational correction of nordic precipitation data. *Dnmi-klima report*, **24/96**, 66.
- GOLUBEV, V. S. 1986. On the problem of standard condition for precipitation gauge installation. *Wmo tech. doc*, **104**, 57–59.
- GOODISON, B. E., P. LOUIE D. YANG. 1998. Wmo solid precipitation measurement intercomparison: Final report. *Wmo tech. doc*, **872**, 212.
- GROISMAN, P. YA, V. V. KOKNAEVA T. A. BELOKRYLOVA T. R. KARL. 1991. Overcoming biases of precipitation measurement: A history of the ussr experience. *Bulletin american meteorological society*, **72**, 1725–1733.
- HAMON, W. R. 1973. Computing actual precipitation: Distribution of precipitation in mountainous areas. *Wmo/omm no. 326*, **1**, 159–174.

- HÄCKEL, HANS. 1999. *Meteorologie*. Vol. 4., völlig überarb. und neugestaltete Aufl. Stuttgart: Ulmer.
- LANZA, L., M. LEROY C. ALEXANDROPOULOS L. STAGI W. WAUBEN. 2006. Wmo laboratory intercompariosn of rainfall intensity gauges. *Wmo tech. doc 1304*, **84**, 139.
- METEOSERVIS. *Mr3 and mr3h rain gauge*. MeteoServis.
- MICHELSON, D. B. 2004. Systematic correction of precipitation gauge observations using analyzed meteorological variables. *Journal of hy*, **290**, 161–177.
- MPSSYSTÉM. *Trws 204/504/205 total rain weighing sensor*. MPS systém, s.r.o.
- ORLOV, G. 1946. On the question of the measurement of snow precipitation (in russian). *Trans. main. geophys. observ. leningrad (st. petersburg)*, **81**, 5–18.
- PAAR, ANTON. *Rgm ap22/ap23 niederschlagsmengenmessgerät - betriebsanleitung*. Anton Paar GmbH.
- RAITH, W.; BERGMANN, L.; BAUER S.; SCHAEFER C. 2001. *Lehrbuch der experimentalphysik. 7. erde und planeten*. 2, vol. 7, nos. ISBN 978–3–11–016837–2. de Gruyter.
- RASMUSSEN, R. 2012. How well are we measuring snow? the noaa/faa/ncar winter precipitation test bed. *Bulletin american meteorological society*, **93**, 811–829.
- RUBEL, F., & HANTEL, M. 1999. Correction of daily rain gauge measurements in the baltic sea drainage. *Nordic hydrology*, **30**, 191–208.
- SEIBERT, J., & MORÉN, A.-S. 1999. Reducing systematic errors in rainrain measurements using a new type of gauge. *Agricultural and forest meteorology*, **98-99**, 341–348.
- SEVRUK, B., M. ONDÁS M. CHVILA. 2009. The wmo precipitation measurement intercomparisons. *Atmos. res.*, **92**, 379–380.
- SEVRUK, B., S. KLEMM. 1989. Catalogue of national standard precipitation gauges. *Wmo tech. doc 313*, **39**, 50.
- SKODA, G. 1993. I. korrekturmöglichkeiten von fehlern bei der niederschlagsmessung und ii. möglichkeiten der bestimmung der höhenabhängigkeit des niederschlagsmessungen. *Pilotstudie*, **1**, 45.

- SOLANTIE, R. 1985a. A quantitative model for operational point precipitation correction by use of data from standard meteorological stations. *Workshop on the correction of precipitation measurements 1 - 3 april 1985*, **1**, 167–202.
- SOLANTIE, R. 1985b. History of precipitation corrections in finland. *Workshop on the correction of precipitation measurements 1 - 3 april 1985*, **1**, 257–259.
- SUGIURA, K., T. OHATA D. YANG. 2006. Catch characteristics of precipitation gauges in high-latitude regions with high winds. *Journal of hyd*, **7**, 984–994.
- TAPIADOR, F. J., F.J. TURK W. PETERSEN A. Y. HOU E. GARCÍA-ORTEGA L. A.T. MACHADO C. F. ANGELIS P. SALIO C. KIDD G. J. HUFFMAN M. DE CASTRO. 2011. Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. *Atmospheric research*, **104-105**, 70–97.
- THÉRIAULT, J. M., R. RASMUSSEN K. IKEDA S. LANDOLT. 2012. Dependence of snow gauge collection efficiency on snowflake characteristics. *J. appl. meteor. climatol.*, **51**, 745–762.
- UNGERSBÖCK, M. 2000. Korrektur des systematisytem fehlers weltweiter, synoptischer niederschlagsmessungen. *Diploma thesis, university of vienna*, **1**, 105.
- WILD, H. 1885. Einfluss der qualität und aufstellung auf die angaben der regenmesser. *Kaiserliche akademie der wissenschaften, st. petersburg, repertorium für meteorologie*, **9**, 23.
- YANG, D., C.S. BENSON B. E. GOODISON S. ISHIDA. 1998. Adjustment of daily precipitation data at 10 climate stations in alaska: Application of world meteorological organization intercomparison results. *Water resources res*, **34**, 241–256.
- YANG, D., & COAUTHORS. 1995. Accuracy of tretyakov precipitation gauge: Result of wmo intercomparision. *Hydrol. processes*, **9**, 877–895.
- YANG, D., & COAUTHORS. 2005. Bias correction of long-term (1973-2004) daily precipitation data over the northern regions. *Geophysical research letters*, **32**, 5.
- YANG, D., D. L. KANE L. D. HINZMAN B.E. GOODISON J. R. METCALFE P. Y. T. LOUIE G. H. LEAVESLEY D. G. EMERSON C. L. HANSON. 2000. An evaluation

of the wyoming gauge system for snowfall measurement. *Water resources research*, **36**, 2665–2677.

YANG, D., S. ISHIDA B. E. GOODISON. 1999. Bias correction of daily precipitation measurements for greenland. *Journal of geophysical research*, **104**(D6), 6171–6181.