

Höhengradient des Niederschlags im Taunus

- Bachelorarbeit im Studiengang Meteorologie -

Steffen Hien

September 2012

- Fachbereich Geowissenschaften/Geographie (11) -
Institut für Atmosphäre und Umwelt
Johann Wolfgang von Goethe Universität
Frankfurt am Main

Erster Betreuer: Prof. Dr. B. Ahrens
Zweite Gutachterin: Dr. Heike Hübener (HLUG, Wiesbaden)

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird die räumliche Niederschlagsverteilung im Taunus, einem deutschen Mittelgebirge, untersucht. Lokale Niederschlagsstrukturen werden stark von Gebirgen beeinflusst. Unter anderem führen orografisch ausgelöste Effekte oftmals zu einer Niederschlagszunahme mit steigender Höhenlage. Deswegen war es das Ziel, statistische Gesetzmäßigkeiten zwischen der Niederschlagshöhe und der Höhe über NN abzuleiten. Als Datengrundlage standen dabei die Niederschlagswerte ausgewählter Messstationen des Deutschen-Wetterdienstes (DWD), des Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), sowie ein in den schneefreien Monaten der Jahre 2009-2011 von der Goethe-Universität Frankfurt a.M. betriebenes Niederschlagsmessnetz im Taunus (GUT) zur Verfügung. Für die Analyse der Höhenabhängigkeit wurden die Niederschlagssummen in einen stratiformen und einen konvektiven Anteil separiert, damit mögliche Unterschiede im Niederschlagsgradienten zwischen diesen beiden Niederschlagsarten deutlich werden. Um den Einfluss der Anströmrichtung zu analysieren und um sich möglicherweise ausbildende Luv-Lee-Effekte festzustellen, wurden die Niederschlagsereignisse zusätzlich nach vorherrschender Windrichtung unterteilt.

Sowohl bei den stratiformen als auch bei den konvektiven Gesamtniederschlägen zeigte sich eine deutliche lineare Korrelation zwischen den Niederschlagssummen und der Höhe über NN. Während die konvektiven Ereignisse eine höhere räumliche Variabilität aufwiesen, stellte sich bei den stratiformen Niederschlägen eine größere und gleichmäßigere Niederschlagszunahme mit der Höhenlage heraus. Mit der Einteilung der Niederschlagsereignisse nach vorherrschender Windrichtung kristallisierten sich die topografischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes an der Niederschlagsverteilung heraus. Im Gegensatz zu den nordwestlichen Windrichtungen, bei denen auch ausgeprägte Luv-Lee-Effekte sichtbar waren, war es bei den anderen Anströmrichtungen vor allem beim konvektiven Niederschlagstyp kaum möglich, einheitliche statistische Beziehungen zwischen Gelände- und Niederschlagshöhe herzustellen.

Abstract

Local precipitation patterns are strongly influenced by mountains, where orographic effects often lead to an increase in precipitation. The spatial distribution of precipitation in the Taunus highlands area, a low mountain range in Germany, is investigated in this thesis. The goal was to derive statistical relationships between the amounts of precipitation and increased elevation. The data basis consisted of selected rain-gauge measurements from the German Weather Service (DWD), the Hessian Agency for Environment and Geology (HLUG) and a rain-gauge network in the Taunus area (GUT), operated by the Goethe-University Frankfurt a.M., during the snow-free months of the years 2009-2011. The precipitation data was separated into a stratiform and a convective component to identify possible differences in the precipitation gradient. Additionally, the rainfall events were classified according to the prevailing wind direction in order to analyze the influence of the flow direction and to determine possible forming windward-leeward effects.

Both the stratiform and the convective rainfall showed a significant linear correlation between the precipitation amount and the elevation. The convective events had a higher spatial variability while the increase in stratiform precipitation with elevation was greater and more consistent. The topographical influences on the rainfall distribution were clearly emphasized when the events were classified according to the prevailing wind direction. Marked windward-leeward effects were present under northwesterly wind directions. By contrast, it was very difficult to establish statistical relationships between the amount of precipitation and the terrain when other wind directions prevailed, especially when it was a convective event.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1. Zielsetzung	2
1.2. Aufbau der Arbeit	2
2. Meteorologische Grundlagen	3
2.1. Niederschlag	3
2.1.1. Niederschlagsbildung	4
2.1.2. Niederschlagsmessung	5
2.2. Niederschlagsarten	7
2.2.1. Stratiformer Niederschlag	8
2.2.2. Konvektiver Niederschlag	8
2.3. Froude-Zahl und Strömung	9
2.4. Orografische Niederschlagsverstärkung	11
2.4.1. Großräumiger Steigungsniederschlag	11
2.4.2. Seeder-Feeder-Effekt	13
2.4.3. Orografisch bedingte Konvektion	14
2.5. Höhengradient des Niederschlags	16
3. Daten und Methoden	19
3.1. Untersuchungsgebiet	19
3.2. Daten	20
3.3. Statistische Methoden	23
3.3.1. Lineare Regression und Korrelation	24
3.3.2. Inverse Distanzwichtung	24
3.4. Klassifizierung der Ereignisse	25
3.4.1. Objektive Wetterlagenklassifikation	25
3.4.2. Separation nach Niederschlagstyp	26
4. Auswertung	31
4.1. Verteilung der Niederschlagstypen	31
4.2. Höhengradient Gesamtniederschlag	32
4.3. Höhengradient stratiformer Niederschlag	37
4.3.1. Nordwestliche Anströmung	40
4.3.2. Südwestliche Anströmung	42
4.3.3. Keine vorherrschende Windrichtung	42

Inhaltsverzeichnis

4.4.	Höhengradient konvektiver Niederschlag	44
4.4.1.	Nordwestliche Anströmung	47
4.4.2.	Südwestliche Anströmung	47
4.4.3.	Keine vorherrschende Windrichtung	50
4.5.	Höhengradient Mischform-Niederschläge	50
4.6.	Exemplarische synoptische Situationen	52
4.6.1.	Niederschlagsereignis am 08.11.2010	52
4.6.2.	Niederschlagsereignis am 09.06.2010	55
5.	Fazit	59
5.1.	Bewertung der Methoden und Ergebnisse	59
5.2.	Ausblick	61
A.	Anhang	VII
	Literaturverzeichnis	XI

Abbildungsverzeichnis

2.1. Geräte zur Niederschlagsmessung	6
2.2. Radarmessnetz des DWD	7
2.3. Vertikaler Querschnitt einer Mischphasen-Wolke	9
2.4. Zeitliche Entwicklung einer konvektiven Zelle	10
2.5. Anströmung eines Berges	11
2.6. Orografische Niederschlagsmechanismen	12
2.7. Steigungsregen	13
2.8. Seeder-Feeder-Effekt	14
3.1. Lage des Untersuchungsgebietes in Deutschland	20
3.2. Höhengradienten im Taunus	21
3.3. Stationsstandorte	22
3.4. Niederschlagsstationen Vor- und Hoher Taunus	23
3.5. Einzugsgebiet der Objektiven Wetterlagenklassifikation	26
4.1. Verteilung der Niederschlagsereignisse	32
4.2. Unterteilung der Niederschlagsereignisse nach Windrichtung	33
4.3. Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe	34
4.4. Gesamtniederschlag GUT-Stationen	35
4.5. Niederschlagskarten Gesamtniederschlag	36
4.6. Stratiformer Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe	37
4.7. Stratiformer Gesamtniederschlag der GUT-Stationen	38
4.8. Niederschlagskarten stratiformer Gesamtniederschlag	39
4.9. Stratiformer Gesamtniederschlag mit nordwestlicher Anströmung	41
4.10. Ausgewählte stratiforme Niederschlagssummen (Nordwest) und Höhenprofil	41
4.11. Stratiformer Gesamtniederschlag mit südwestlicher Anströmung	43
4.12. Stratiformer Gesamtniederschlag mit keiner vorherrschenden Anströmrichtung	43
4.13. Konvektiver Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe	44
4.14. Konvektiver Gesamtniederschlag GUT-Stationen	45
4.15. Niederschlagskarten konvektiver Gesamtniederschlag	46
4.16. Konvektiver Gesamtniederschlag mit nordwestlicher Anströmung	47
4.17. Konvektiver Gesamtniederschlag mit südwestlicher Anströmung	48
4.18. Niederschlagsmaximum bei südwestlicher Anströmung	49
4.19. Konvektiver Gesamtniederschlag mit keiner vorherrschenden Anströmrichtung	50
4.20. Gemischter Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe	51
4.21. Höhenwetterkarte (500 hPa) Europa vom 08.11.2010 12 Uhr UTC	52

Abbildungsverzeichnis

4.22. Bodendruckanalyse Europas vom 08.11.2010 12 Uhr UTC	53
4.23. Niederschlag am 08.11.2010 in Abhängigkeit der Höhe	54
4.24. Ausgewählte Niederschlagssummen vom 08.11.2010 mit Höhenprofil	54
4.25. Höhenwetterkarte (500 hPa) Europa vom 09.06.2010 18 Uhr UTC	56
4.26. Bodendruckanalyse Europas vom 09.06.2010 18 Uhr UTC	56
4.27. Gesamtniederschläge vom 09.06.2010	57
4.28. Maximale Stunden- und 10-minütliche Niederschlagswerte vom 09.06.2010	57
4.29. Gesamtniederschlag vom 09.06.2010 in Abhängigkeit von der Höhe	58
A.1. Orografisch erzeugte Schwerewellen	VII
A.2. Stationensangaben DWD und HLUK	VII
A.3. Taunus mit Haupteinheiten	VIII
A.4. Stationsangaben GUT	VIII
A.5. Wetterlagenklassifikation des DWD	IX
A.6. Konvektiver Gesamtniederschlag GUT-Stationen mit südwestlicher Anströmung	X
A.7. Windstärke und -richtung in Deutschland vom 08.11.2010 12 Uhr UTC	X

1. Einleitung

Niederschlag ist ein meteorologischer Parameter, der eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität aufweist. Kenntnisse der aktuellen sowie der klimatologischen Niederschlagsmengen und -verteilungen sind sowohl auf globaler als auch auf regionaler Ebene für mehrere Branchen unerlässlich.

In der Landwirtschaft, für die Freizeitplanung und vor allem für hydrologische Aspekte sind solche Informationen von großer Bedeutung. Mit einem Überblick über die gegenwärtigen Niederschlagsraten kann beispielsweise Hochwasserrisiken vorgebeugt und auch zur verbesserten Planung des Trink- und Abwassersystems beigetragen werden. Denn besonders in den Sommermonaten treten vermehrt Starkregenereignisse auf, die innerhalb kürzester Zeitspannen enorme Regenmengen verursachen, wodurch sich die Gefahr von Überflutungen und je nach Lokalität auch Erdbeben drastisch erhöht. In diesem Fall besteht mit einer genauen, frühzeitigen Vorhersage dieser meteorologischen Phänomene die Möglichkeit, entsprechende Schutzmaßnahmen zu treffen, so dass größere Schäden verhindert oder zumindest gelindert werden. Im Gegensatz zu stratiformen Ereignissen, die mit einer eher gleichmäßigen Niederschlagsintensität große Landstriche überziehen, sind solche konvektiven Niederschläge jedoch sehr variabel in Raum und Zeit und damit äußerst schwierig vorherzusagen.

Voraussetzung zur Vorhersage von Niederschlagsereignissen und der damit einhergehenden Risiken ist die möglichst genaue Kenntnis der bereits gefallenen sowie der aktuellen Niederschlagshöhen. Gewonnen werden diese Informationen überwiegend aus Punktmessungen am Erdboden und durch den Einsatz von Wetterradaren. Allerdings stellt sich die Niederschlagsmessung insbesondere in Gebieten mit einer unregelmäßigen Topografie (zum Beispiel Mittel- oder Hochgebirgen) als kompliziert heraus. Einerseits können vorhandene Radardaten aufgrund von Abschattungs- und Filterungseffekten nur bedingt verwendet werden und andererseits nimmt die Dichte des Niederschlagsstationen im Allgemeinen mit der Höhe über NN ab. Da Niederschlagsverteilungen aber gerade von Gebirgszügen stark beeinflusst werden und oftmals eine Niederschlagszunahme mit der Höhenlage beobachtet wird (vgl. [G.B08]), gestaltet sich dort die ohnehin schon anspruchsvolle Vorhersage von Dauer und Intensität der Niederschläge noch diffiziler.

Während die klimatologischen Niederschlagsmuster zahlreicher Hochgebirge auf der Erde schon ausgiebig erforscht wurden (siehe zum Beispiel [G.B08, 363:427]), gibt es wenige Informationen über den Zusammenhang zwischen der Niederschlagssumme und dem orografischen Parameter Höhe über NN in deutschen Mittelgebirgen, die auch der Validierung von Niederschlagsmodellen im komplexen Gelände sowie der Erstellung von interpolierten Niederschlagskarten dienen könnten. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit der Höhengradient und die räumliche Variabilität des Niederschlags im Taunus (deutsches Mittelgebirge) und der angrenzenden Regionen untersucht. Als Datengrundlage dient dabei neben den Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes

1. Einleitung

(DWD) und des Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) ein von der Goethe-Universität Frankfurt betriebenes Niederschlagsmessnetz (Goethe-University Taunus-Net (GUT)), das zwischen 2009 und 2011 im Taunus installiert war und zeitlich hoch aufgelöste Niederschlagsdaten lieferte. Nach Vorstellung der Zielsetzungen (*Kapitel 1.1*), erfolgt in *Kapitel 1.2* ein Überblick über den Aufbau und die Vorgehensweise dieser Ausarbeitung.

1.1. Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es statistische Gesetzmäßigkeiten zwischen der Niederschlagsverteilung und der Höhenlage in der erweiterten Taunus-Region abzuleiten. Ähnlich wie auch bei der operationellen Niederschlagsmodellierung wird bei der Untersuchung der Niederschlagssummen zwischen stratiformen und konvektiven Anteilen separiert (vgl. *Kapitel 3.4.2*), damit gegebenenfalls Unterschiede im Niederschlagsgradienten feststellbar sind. Darüber hinaus werden die Niederschlagsereignisse nach vorherrschender Anströmrichtung unterteilt, um den Einfluss der topografischen Eigenschaften auf die Niederschlagsstrukturen zu analysieren und um sich möglicherweise ausbildende Luv-Lee-Effekte zu detektieren.

1.2. Aufbau der Arbeit

Der Aufbau dieser Arbeit gliedert sich in fünf Kapitel. Nach der vorangehenden Einführung in die Thematik (*Kapitel 1*), wird in *Kapitel 2* auf die meteorologischen Grundlagen des Niederschlags eingegangen. Dabei werden unter anderem orografische Niederschlagseffekte besprochen (*Kapitel 2.4*) und ein Überblick über bisherige Arbeiten gegeben, in denen bereits Beziehungen zwischen der Niederschlagshöhe und orografischen bzw. atmosphärischen Parametern hergestellt wurden (*Kapitel 2.5*).

Das Untersuchungsgebiet wird daraufhin in *Kapitel 3.1* näher beschrieben, ehe die für die Auswertung zur Verfügung stehende Datengrundlage in *Kapitel 3.2* erläutert wird. Auf die Vorstellung der verwendeten statistischen Methoden (*Kapitel 3.3*) folgt in *Kapitel 3.4* die Beschreibung der Vorgehensweise, die bei der Trennung der Niederschlagsereignisse nach Niederschlagstyp und vorherrschender Windrichtung angewendet wurde.

Nachdem in der Auswertung (*Kapitel 4*) zunächst ein Überblick über die vorhandenen Niederschlagsereignisse gegeben wird (*Kapitel 4.1*), schließt sich die Analyse der von Wind und Niederschlagstyp abhängigen Niederschlagsverteilungen an (*Kapitel 4.2* bis *Kapitel 4.4*). Auf die Untersuchungsergebnisse Bezug nehmend, werden dann in *Kapitel 4.6* zwei signifikante synoptische Lagen unter Berücksichtigung der atmosphärischen Bedingungen näher charakterisiert. Den Abschluss der Arbeit bildet *Kapitel 5*, indem die eingesetzten Methoden und Ergebnisse bewertet werden und ein Ausblick über weiterführende Untersuchungen gegeben wird.

2. Meteorologische Grundlagen

In diesem Kapitel werden die meteorologischen Grundlagen des Niederschlages behandelt. Nach der allgemeinen Definition von Niederschlag (*Kapitel 2.1*) werden kurz die unterschiedlichen Bildungsprozesse erläutert (*Kapitel 2.1.1*), gefolgt von der Niederschlagsmessung (*Kapitel 2.1.2*) und der Einteilung in Niederschlagsarten (*Kapitel 2.2*). Insbesondere wird hierbei zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlägen unterschieden, weil diese Separation auch in dieser Arbeit vorgenommen wurde. Anschließend werden orografisch ausgelöste Prozesse beschrieben, die zur einer Beeinflussung der Niederschlagsverteilung führen (*Kapitel 2.3* und *Kapitel 2.4*) sowie einige bereits vorhandene Arbeiten zur orografischen Niederschlagsverstärkung diskutiert (*Kapitel 2.5*).

2.1. Niederschlag

Der meteorologische Begriff Niederschlag bezeichnet generell alle herabfallende, den Boden erreichende Ausscheidungen aus Wolken und Nebel, die sich aus kondensiertem Wasser gebildet haben. Anhand des Aggregatzustandes können fallende Niederschläge prinzipiell eingeteilt werden in [HÖ8, 124:138]:

1. flüssige Niederschläge

- Nieselregen; Tropfenradius: 0,05 - 0,25 mm
- Regen; Tropfenradius: 0,25 - 3 mm

2. feste Niederschläge

- „Eisnadeln“ (einzelne Eiskristalle); Durchmesser: < 0,1 mm
- Schnee (Schneesterne oder andere Eiskristalle; einzeln oder zu Flocken zusammengefügt); Durchmesser: im Mittel etwa 4 mm
- Graupel (Schnee- oder Eiskristalle, die mit gefrorenen Wolkentropfen überzogen sind); Durchmesser: 2 - 5 mm
- Hagel (schalenartig aufgebaute Eisklumpchen); Durchmesser: 5 - 50 mm
- Eiskörner (gefrorene Regentropfen); Durchmesser: 1 - 4 mm.

Neben den fallenden Niederschlagsformen gibt es auch noch abgesetzte und aufgewirbelte Niederschläge wie Tau oder Reif bzw. Schneefegen oder Schneetreiben (vgl. [Deu87, 107:109]). Im folgenden konzentriert sich diese Arbeit allerdings auf die fallenden Niederschlagsformen.

2. Meteorologische Grundlagen

2.1.1. Niederschlagsbildung

Bevor die Niederschlagsbildung einsetzen kann, müssen zunächst Prozesse zur Wolkenbildung ablaufen. Hierbei werden feuchte Luftmassen zur Hebung gezwungen, wodurch diese abkühlen. Sinkt die Temperatur der aufsteigenden Luftpakete unter den Taupunkt (Hebungskondensationsniveau (HKN) bzw. Konvektions- oder Kumuluskondensationsniveau (KKN)), so kommt es zur Kondensation und die Wolkenbildung setzt ein. Nur wenn ständig mit Wasserdampf gesättigte Luftmassen nachgeliefert werden, kann aus den Wolkenpartikeln nachfolgend auch fallender Niederschlag entstehen. Zudem sind für die beginnende Kondensation, bzw. für die Bildung von Wolkentröpfchen, Wolken-Kondensationskeime (englisch: Cloud Condensation Nuclei (CCN)) erforderlich (vgl. hierzu [SN98, 809:812]).

Die Wolkenbildung kann unter anderem durch eine der folgenden Effekte hervorgerufen werden:

- atmosphärische Konvektion (vgl. *Kapitel 2.2.2*)
- Aufgleiten von Luftmassen an Gebirgen (vgl. *Kapitel 2.4*)
- Konvergenz von Luftmassen in Tiefdruckgebieten
- Aufgleiten von Luftmassen an Warm- und Kaltfronten (vgl. [H08, 288:295]).

Des Weiteren wird in der Meteorologie anhand der Umgebungstemperatur prinzipiell zwischen drei Wolkentypen unterschieden:

- *Wasserwolken* ($T > 0^{\circ}\text{C}$): Wolken bestehen nur aus flüssigem Wasser
- *Mischphasen-Wolken* ($-37^{\circ}\text{C} < T < 0^{\circ}\text{C}$): Wolken bestehen aus unterkühlten Flüssigkeitströpfchen und Eisparkeln
- *Eiswolken* ($T < -37^{\circ}\text{C}$): Wolken bestehen vollständig aus Eisparkeln.

Grundsätzlich können nur in Wasser- und Mischphasen-Wolken ausreichend schwere Partikel entstehen, so dass diese, trotz Größenreduktion durch Verdunstung, den Boden erreichen. Der Entstehungsprozess in diesen beiden Wolkentypen unterscheidet sich jedoch fundamental und wird nachfolgend einzeln zusammengefasst. ([Deu87, 103:107])

Niederschlagsbildung in reinen Wasserwolken:

Der überwiegende Entstehungsprozess von Niederschlag in Wasserwolken beruht auf dem Zusammenfließen von Wolkentröpfchen, der so genannten Koaleszenz. Ermöglicht wird die Vereinigung der Wolkentröpfchen durch Kollisionen oder durch gegenseitige Anziehung aufgrund unterschiedlicher elektrischer Ladung. Es entsteht demzufolge eine charakteristische Größenverteilung der Wolkentröpfchen. Weil die größeren Wolkentröpfchen eine weitaus höhere Fallgeschwindigkeit aufweisen, sind sie beim Fallen durch die Wolke in der Lage, die kleineren einzufangen und weiter anzuwachsen. Das Tröpfchenwachstum setzt sich dann unter Umständen solange fort, bis Regentropfen entstehen, die dann die Wolkenuntergrenze verlassen können und am Erdboden als

Niederschlag wahrgenommen werden.

Niederschlagsbildung in Mischphasen-Wolken:

Vor allem in mittleren Breiten entstammt die Mehrzahl aller Niederschlagsereignisse aus Mischphasen-Wolken. Hier findet der so genannte Bergeron-Findeisen-Prozess ([Fin38]) statt, der darauf beruht, dass der Sättigungsdampfdruck über Wasser höher ist als über Eis.

Nachdem es in der Wolke zu einer heterogenen Eisnukleation ([SN98, 545:591]) gekommen ist, beginnen die gebildeten Eispartikel zu wachsen. Neben der Kondensation von Wasserdampf aus der Umgebungsluft wachsen die Teilchen vor allem durch das Resublimieren von gasförmigen Wolkentröpfchen weiter an. Ab einer Größe von etwa $50 \mu\text{m}$ kommt es zusätzlich zu Verkeilungen mit anderen Eispartikeln und weitere unterkühlte Tröpfchen frieren beim Fallvorgang durch die Wolke an. Haben die Partikel ein bestimmtes Gewicht erreicht, dann können sie die Wolkenuntergrenze verlassen. Je nach Temperaturverteilung der unteren Luftschichten kommt der Niederschlag dann in fester oder flüssiger Form am Erdboden an.

2.1.2. Niederschlagsmessung

Der Niederschlag zählt zu den räumlich und zeitlich am stärksten variierenden Parametern in der Meteorologie. Er hat sowohl auf den Menschen als auch auf die Tier- und Pflanzenwelt erheblichen Einfluss. Daher ist seine Erfassung in einem möglichst dichten Messnetz von zentraler Bedeutung. Üblicherweise wird der Niederschlag als Niederschlagshöhe (in mm) in einer gewissen Zeitspanne angegeben. Diese Zeitspanne kann sich von klimatologischen Zeiträumen wie mehreren Jahren bis hin zu zeitlich hochaufgelösten, minütlichen Angaben erstrecken.

Die Kenntnis des gefallenen Niederschlages, der Niederschlagsintensität oder der globalen bzw. lokalen Niederschlagsverteilung ist für mehrere Branchen unerlässlich. So werden aktuelle Niederschlagsdaten beispielsweise benötigt, um die Grundwasserneubildung für die Wasserversorgung zu ermitteln oder bei Starkniederschlägen möglichen Hochwasserrisiken entgegenzuwirken. Auch für die numerische Modellierung sind Meldungen über die gefallene Niederschlagshöhe für Berechnungen mit Niederschlag-Abfluss-Modellen und zu Modellverifizierungen unverzichtbar.

Bei der Registrierung der Niederschlagshöhen wird zwischen unterschiedlichen Niederschlagsmessern (auch Ombrometer) unterschieden. Neben Niederschlagsmessern nach Hellmann, die Tageswerte erfassen, werden heutzutage vermehrt kontinuierliche, automatisierte Ombrometer eingesetzt, mit denen auch die Niederschlagsintensität bestimmt werden kann (vgl. Abbildung 2.1). Zusätzlich werden neben den konventionellen Punktmessungen auch Wetterradare zur Abbildung der flächendeckenden Niederschlagsverteilung betrieben. Im folgenden werden die geschilderten Messmethoden kurz erläutert. ([Deua], [Hesb])

Digitale Niederschlagsmesser

Bei einem automatisierten, digitalen Messgerät (auch Ombrometer) wird der fallende Niederschlag von einem 200 cm^2 großen Auffangtrichter aufgenommen, mit einem elektronischen Wägesystem minütlich registriert und anschließend in ein elektrisches Ausgangssignal umgewandelt.

2. Meteorologische Grundlagen



Abbildung 2.1.: *Geräte zur Niederschlagsmessung: Automatisierter, digitaler Niederschlagsmesser (Ombrometer) (links) und Niederschlagsmesser nach Hellmann (rechts).*
Quelle: [Hesa]

Über die gemessene Gewichtszunahme zwischen zwei Messungen kann mit einer Auflösung von 0,01 mm auf die gefallene Niederschlagsmenge geschlossen werden. Im Falle von festem Niederschlag (Schnee, Graupel etc.) sorgt ein im Auffangbehälter eingebauter Heizmechanismus für einen zuvor stattfinden Schmelzvorgang. Ein installierter Datensammler oder ein Datenfernübertragungssystem wird anschließend für die Weitergabe der erhaltenen Information an den Messnetzbetreiber eingesetzt. Vorteilhaft ist bei diesem Verfahren, dass durch die kurzen Messintervalle auch Aussagen über die Niederschlagsintensität getätigt werden können und dass Messfehler, verursacht durch Verdunstungsverluste, minimiert werden. ([Hesb], [HÖ8, 384:387])

Niederschlagsmesser nach Hellmann

Das Messgerät nach Hellmann ist seit 1886 das Standardgerät für die tägliche Niederschlagsmessung in Deutschland. Hier wird der Niederschlag von einem kreisförmigen, 200 cm² großen Auffanggefäß aufgefangen und durch ein zylindrisch geformten Trichter in eine Sammelkanne geleitet. Bei Schneefall wird in das Auffanggerät ein Blechkreuz eingesetzt, um ein Herauswehen des Schnees zu verhindern. Mithilfe eines geeichten Messglases kann die Niederschlagshöhe dann von einem Beobachter abgelesen werden. In der Regel werden solche Messungen täglich gegen 7 Uhr durchgeführt und die Ergebnisse werden per E-Mail oder Postweg der zuständigen Messbehörde übermittelt. Unter anderem durch Wind- und Verdunstungsverluste treten bei diesem Messverfahren aber auch unerwünschte Messfehler auf. ([Hesb], [HÖ8, 384:387])

Weterradar

Bei einem Weterradar werden Mikrowellenimpulse in einem bestimmten Frequenzbereich ausgesendet, die an den Wolkenpartikeln reflektiert werden. Anhand des erhaltenen Echos kann dann auf den Aufbau der Wolken (zum Beispiel Wassergehalt, Art der Partikel) und auf die Zugbahnen von Niederschlagsgebieten geschlossen werden. Dieses Verfahren bietet die Möglichkeit, flächendeckende Niederschlagsmessungen durchzuführen und auch kleinskalige Phänomene wie Konvektion (vgl. *Kapitel 2.2.2*) zu identifizieren.

Allerdings können die Radardaten vor allem in Gebirgsregionen auch fehlerbehaftet sein, wenn

ausgesendete Radarwellen an den Berghängen reflektiert werden und unrealistische Messdaten implizieren. Aufgrund dieser Abschattungseffekte müssen die Daten dann gegebenenfalls herausgefiltert werden, wodurch in den betreffenden Gebieten Datenlücken entstehen.

In Deutschland unterhält der Deutsche Wetterdienst ein ausgeprägtes Radarmessnetz mit 16 Radarstandorten, die jeweils eine Reichweite von 150 km abdecken (siehe Abbildung 2.2). Weitere Informationen zur Radarmeteorologie erhält man unter anderem in [HÖ8, 412:416]. ([Hesb], [HÖ8, 384:387])

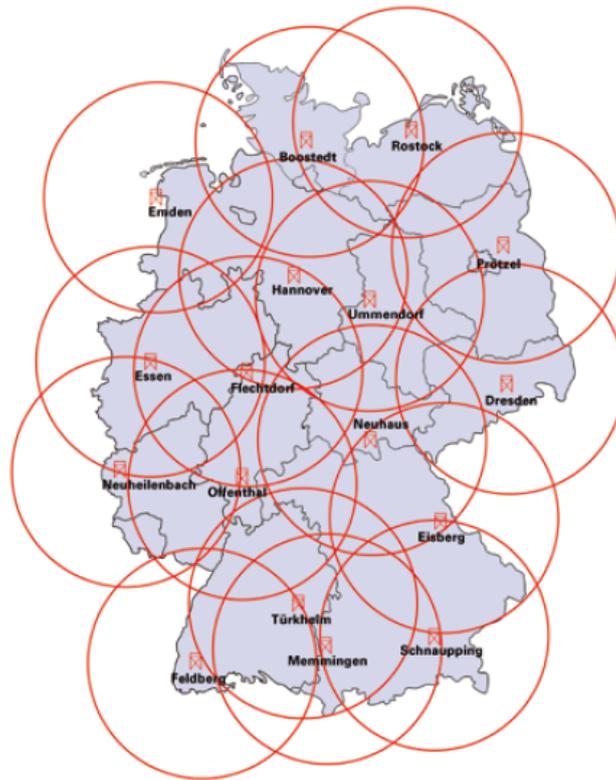


Abbildung 2.2.: Radarmessnetz des DWD: Mit 16 Radarstandorten mit einer Reichweite von jeweils 150 km können Echtzeitinformationen über die aktuelle Niederschlagsaktivität gewonnen werden. Quelle: [Deuc]

2.2. Niederschlagsarten

Allgemein kann man fallende Niederschläge aufgrund ihres Entstehungsprozesses in einen konvektiven und in einen stratiformen Anteil unterteilen (vgl. [Hou93, 197:220]). Während konvektive Ereignisse eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität aufweisen, handelt es sich bei stratiformen Niederschlag vorherrschend um großräumige, länger anhaltende Niederschlagsereignisse (so genannter „Landregen“). Tendenziell eher in den Sommermonaten kann es auch zu einer Überla-

2. Meteorologische Grundlagen

gerung der beiden Niederschlagscharaktere kommen (siehe dazu zum Beispiel [Hou97]). Häufig wird in der Literatur auf eine strikte Trennung der beiden Niederschlagstypen verzichtet, allerdings ist eine Unterscheidung vor allem in der numerischen Modellierung von Vorteil (vgl. [IE07]). Auch in dieser Arbeit wurden die Ereignisse dahingehend separiert (siehe *Kapitel 3.4.2*), um die jeweilige Höhenabhängigkeit des gefallenen Niederschlages zu vergleichen. In *Kapitel 2.2.1* und *Kapitel 2.2.2* wird eine detaillierte Klassifikation der beiden Niederschlagsarten vorgenommen.

2.2.1. Stratiformer Niederschlag

Stratiformer Niederschlag (auch Aufgleitniederschlag) entsteht aufgrund großräumiger, langsamer Hebungsprozesse und fällt meistens aus Nimbostratus-Wolken (Nb). Bei der Wolkengattung Nimbostratus handelt es sich um eine vertikal mächtige Mischphasen-Wolke, die durch Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt einen hohen Anteil an Eispartikeln aufweist. Charakteristisch für diese geschichtete Wolkenart ist außerdem, dass die Geschwindigkeiten der in ihr aufsteigenden Luftmassen betragsmäßig kleiner sind als die Fallgeschwindigkeit der Eispartikel:

$$|w| < v_{ice} \quad (2.1)$$

- w : Auftriebsgeschwindigkeiten in der Wolke ($< 0,8$ m/s)
- v_{ice} : Fallgeschwindigkeit der Eispartikel ($\approx 1-3$ m/s).

So können die Eispartikel nach den in *Kapitel 2.1.1* beschriebenen Prozessen effektiv anwachsen und bei ausreichender Größe den Erdboden erreichen. *Abbildung 2.3* zeigt den vertikalen Querschnitt einer Nimbostratus-Wolke.

Besonders häufig werden solche lang andauernde, gleichförmige Regen- bzw. Schneefälle präfrontal beim Durchzug einer Warmfront beobachtet (vgl. [HÖ8, 288:295]). Auch stratiforme Wasserwolken können unter Umständen geringe Niederschlagsmengen produzieren. Denn gelegentlich kann aus tief hängenden, ausgedehnten Stratus- (St) oder Stratocumulus-Wolken (Sc) leichter Regen oder Nieselregen fallen. Da der zum Partikelwachstum entscheidende Bergeron-Findeisen-Prozess hier aber nicht stattfinden kann, fällt der überwiegende advektive Niederschlag wie bereits erwähnt aus Nb. ([Hou93, 197:220], [Lan09], [Deu87])

2.2.2. Konvektiver Niederschlag

Im Gegensatz zu stratiformen Ereignissen sind konvektive Niederschläge (Schauer/ Gewitter) meistens auf ein lokales Gebiet beschränkt und es können innerhalb kürzester Zeit große Niederschlagsmengen zustande kommen. In konvektiven Wolken, Cumulonimbus (Cb) und vereinzelt auch Cumulus (Cu) oder Cumulus congestus (Cu con), herrschen dabei Auftriebsgeschwindigkeiten von bis zu 30 m/s vor, wodurch diese Wolken rasch aufquellen und sich vertikal mit einer Ausdehnung von 10-12 km bis zum Rand der Troposphäre erstrecken können.

Voraussetzung für die Entstehung einer konvektiven Zelle ist eine labil geschichtete Atmosphäre, so dass Luftpakete durch interne Auftriebskräfte selbständig aufsteigen können und die Wolken-

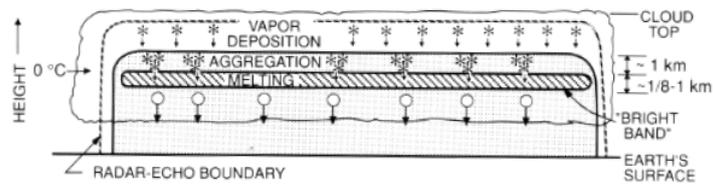


Abbildung 2.3.: Vertikaler Querschnitt einer Mischphasen-Wolke: Im oberen Bereich der Wolke führt die fortwährende Resublimierung von Wasserdampf zu einem Anwachsen der Eispartikel. Bei ausreichender Größe fallen diese nach unten und verkeilen sich dabei untereinander. Je nach Temperaturverteilung durchfallen die Kristalle dann die Schmelzzone und erreichen als Regentropfen den Erdboden. Quelle: [Hou93, 198]

bildung einsetzt. Durch die schnellen Vertikalbewegungen existieren in konvektiven Wolken hohe Kondensationsraten, weswegen diese Wolken einen viel höheren Wassergehalt als stratiforme Wolken besitzen. Das bedeutet, dass es neben dem Sublimationswachstum auch noch verstärkt Vergraupelungs- und Koaleszenzprozesse gibt, die mindestens genauso stark zum Anwachsen der Wolkenpartikel beitragen. Nach einer Bildungszeit von durchschnittlich 30 Minuten sind die Partikel (z.B. Graupel, Hagel, Schnee oder Regen) dann ausreichend schwer, um die Auftriebsgeschwindigkeiten der Wolke zu überwinden und die Wolkenuntergrenze zu verlassen. Die vertikale Temperaturverteilung der bodennahen Luftschichten entscheidet anschließend darüber, in welcher Form (flüssig oder fest) der Niederschlag den Erdboden erreicht.

Lassen die Aufwinde in der Wolke mit der Zeit nach, wird der Zustrom an gesättigten Luftmassen verringert und die Zelle stirbt mehr und mehr. In einigen Fällen kann eine gealterte Cumulonimbus-Wolke auch noch stratiformen Charakter annehmen (vgl. [Hou97]). Die zeitliche Abfolge einer solchen Entwicklung ist in Abbildung 2.4 nochmals schematisch demonstriert.

Konvektiver Niederschlag tritt in mittleren Breiten vorwiegend in den Sommermonaten auf, wenn bodennah feucht-warme Luftmassen durch starke solare Einstrahlung erhitzt werden und es daraufhin zur thermisch induzierten Hebung kommt. Darüber hinaus kann es beim Durchzug einer Kaltfront zu so genannten Frontgewittern und anschließend im womöglich noch labil geschichteten Kaltsektor zu Schauern und Gewittern kommen. Die Schauer- und Gewitteraktivität kann zudem durch orografische Effekte ausgelöst bzw. verstärkt werden (siehe Kapitel 2.4). Die unterschiedlichen Gewitterarten und Entwicklungsvorgänge sind unter anderem in [Deu87, 109:112] zusammengefasst. Zusätzlich gibt es in [Bre09] noch eine ausführliche Übersicht über konvektionsfördernde- und auslösende Prozesse. ([Hou93, 197:220], [Lan09], [Deu87])

2.3. Froude-Zahl und Strömung

Bevor die orografischen Niederschlagsmechanismen eingehender behandelt werden, wird hier zunächst die so genannte Froude-Zahl definiert, mithilfe derer die Strömungseigenschaften über ein Hindernis (Berg/Gebirge) beschrieben werden können.

2. Meteorologische Grundlagen

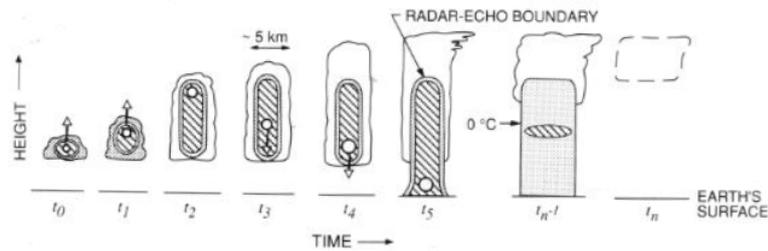


Abbildung 2.4.: Zeitliche Entwicklung einer konvektiven Zelle: Starke Aufwinde transportieren die wachsenden Niederschlagspartikel zunächst nach oben, während sich die Wolke vertikal ausdehnt (t_0 - t_2). Nach der Zeit t_5 sind die Niederschlagspartikel ausreichend schwer, um Erdboden zu erreichen und die konvektive Zelle hat ihr volles Entwicklungsstadium erreicht. Nach beginnendem Altrungsprozess löst sich die Wolke dann zunehmend auf (t_{n-1} - t_n). Quelle: [Hou93, 198]

Die zentrale Frage, die sich beim Anströmen eines Berges/Gebirges stellt, ist, ob ankommende Luftmassen das Hindernis überströmen oder ob es zur einer Blockade bzw. zu einer Umströmung des Berges kommt. Denn gerade die horizontale Niederschlagsverteilung wird von dieser Eigenschaft maßgeblich beeinflusst. Eine dimensionslose Kennzahl für den Strömungstyp ist mit der Froude-Zahl:

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (2.2)$$

gegeben, wobei U die charakteristische Geschwindigkeit, N die Brunt-Väsisälä-Frequenz (Auftriebsfrequenz) und H die charakteristische Höhe des Hindernisses ist. Sie gibt das Verhältnis zwischen Trägheitskräften und Auftriebskräften an.

Bei kleinen Froude-Zahlen ($Fr \approx 0,5$) kann es in den unteren Luftschichten zu einer starken Abnahme der Windgeschwindigkeit bis hin zu einer vollständigen Blockade der Strömung kommen, verursacht durch die Ausbildung eines erhöhten Staudruckes vor dem Berg. Zudem entsteht ein hydraulischer Sprung (vgl. Abbildung 2.5 (a)), um die Massenerhaltung zu gewährleisten. Die auf das Hindernis treffenden Luftmassen können sich nun aufteilen und den Berg umströmen oder eventuell einen anderen, physikalisch günstigeren Weg einschlagen.

Für zunehmende Froude-Zahl ($Fr > 1$) kann die Strömung als linear angenommen werden und die Überströmung des Gebirges nimmt zu. Je größer die Froude-Zahl, desto glatter wird ein Hindernis überströmt (vgl. Abbildung 2.5 (b)). Bei der Überströmung werden über dem Berg und im Lee stationäre Schwerewellen generiert (vgl. Abbildung A.1), die zu einer vertikalen Auslenkung der Luftmassen und gegebenenfalls auch zur Wolken- und Niederschlagsbildung führen (vgl. Kapitel 2.4.3). Ausführliche Information zu atmosphärischen Schwerewellen findet man unter anderem in [Nap02]. ([Hou93][512-535], [Smi79, 186:192], [Kun02])

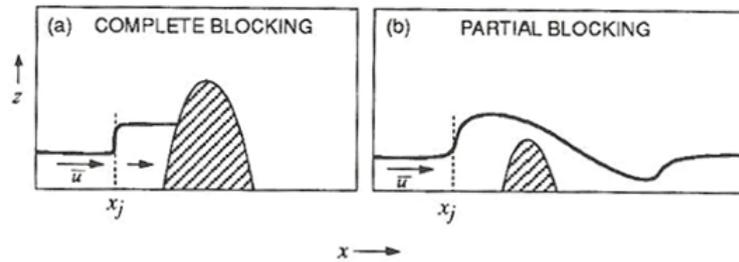


Abbildung 2.5.: Veränderungen der Strömungseigenschaften beim Auftreffen auf ein Hindernis: (a) bei kleiner Froude-Zahl kommt es unter Ausbildung eines hydraulischen Sprungs (hier bei x_j) zum Blockieren der Strömung und ein Berg kann umströmt werden; (b) bei ansteigender Froude-Zahl kommt es zunehmend zum Überströmen des Berges. Quelle: [Hou93, 536]

2.4. Orografische Niederschlagsverstärkung

Die globale Niederschlagsverteilung auf der Erde wird maßgeblich von den verschiedenen klimatischen Faktoren beeinflusst. Wird allerdings die Variabilität der regionalen Niederschlagshöhen betrachtet, so spielt neben der Land-See-Verteilung vor allem die Orografie eine bedeutende Rolle. Bedingt durch verschiedene orografische Effekte finden Hebungsprozesse von Luftmassen statt, so dass im Allgemeinen eine Niederschlagszunahme mit der Höhe festgestellt werden kann. Zudem werden an der Luvseite von großen Gebirgen häufig Niederschlagsmaxima und auf der Leeseite deutlich geringere Niederschlagsmengen beobachtet. Nach Smith (1979) ([Smi79]) kann prinzipiell zwischen drei Arten von orografischem Niederschlag unterschieden werden:

1. **großräumiger Steigungsniederschlag** (vgl. Abbildung 2.6 (b)):
Stabile, ausreichend feuchte Luftmassen werden an Gebirgen zur Hebung gezwungen, wodurch Wolken- und Niederschlagsbildung einsetzt.
2. **Seeder-Feeder-Effekt** (vgl. Abbildung 2.6 (a)) :
Niederschläge werden beim Fallen durch orografisch erzeugte, tiefliegende Wolken verstärkt.
3. **orografisch bedingte Konvektion** (vgl. Abbildung 2.6 (c)-(g)):
Bedingt stabile Luftmassen werden aufgrund der Orografie angehoben. Es können sich Schauer- und Gewitter entwickeln.

2.4.1. Großräumiger Steigungsniederschlag

Treffen stabil geschichtete, feuchte Luftmassen auf eine Erhebung (Berg/Gebirge), so werden diese gezwungenermaßen angehoben und in Gebiete mit niedrigerem Luftdruck geführt. Durch die beginnende Expansion wird den Luftpaketen nun Volumenenergie entzogen, infolgedessen es zu einer trockenadiabatischen Abkühlung ($\approx -1 \text{ K}/100 \text{ m}$) kommt. Köhlen sich die Luftmassen beim

2. Meteorologische Grundlagen

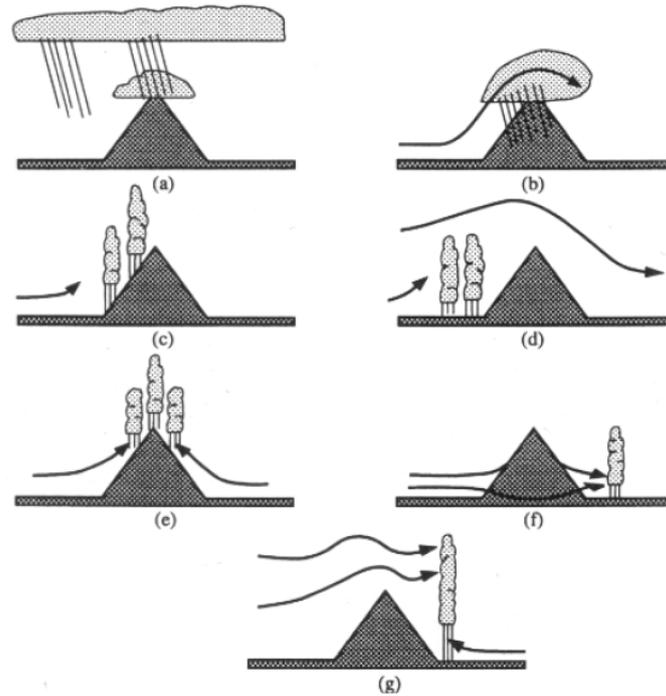


Abbildung 2.6.: Orografische Niederschlagsmechanismen: (a) Seeder-Feeder-Effekt; (b) Steigungsniederschlag; (c) luvseitig ausgelöste Konvektion; (d) Konvektion durch luvseitige Blockade; (e) thermisch induzierte Konvektion; (f) Konvektion durch lee-seitige Konvergenz; (g) durch Leewellen ausgelöste Konvektion. Quelle: [Hou93, 531]

2. Meteorologische Grundlagen

Luftmassen die Erhebung überströmen, reicht in diesem Fall nicht aus, damit niederschlagsbildende Prozesse (Kondensation, Partikelwachstum) aktiviert werden können. Da es allerdings teilweise trotzdem zu einem zwei- bis dreimal so großen Niederschlagswert auf der Anhöhe kommt, müssen hier andere Mechanismen entscheidend sein.

Kommt es zu einem Niederschlagsereignis (konvektiv oder stratiform), so verdunsten grundsätzlich einige Regentropfen direkt nach dem Verlassen der Wolke und treffen nicht auf den Erdboden. Dieses Phänomen wird gelegentlich am Himmel durch so genannte „Fallstreifen“ sichtbar. Falls sich jedoch orografisch erzeugte Wolken (zum Beispiel Pannus-Wolken bzw. „cap-clouds“) in den unteren Luftschichten über dem Hügel gebildet haben, dann können deren Wolkentröpfchen durch die herabfallenden Regentropfen ausgewaschen werden. Es kommt somit zum Koaleszenzwachstum (vgl. Kapitel 2.1.1) und der Niederschlag über dem Hügel intensiviert sich.

Die Niederschlag-auslösende Wolke wird daher als „Seeder“ (Anfeuchter, Auslöser) und die tief liegende orografische Wolke als „Feeder“ (Spender) bezeichnet. Für die Bildung einer „Feeder-Wolke“ ist ein hoher Feuchtegehalt in den unteren Luftschichten notwendig, damit beim Überströmen des Hügels Kondensation und Wolkenbildung einsetzen kann. In Abbildung 2.8 (a) ist dieser Mechanismus nochmal anschaulich illustriert.

Die Niederschlagsverstärkung fällt bei festem Niederschlag (zum Beispiel Schnee), der aus der „Seeder-Wolke“ fällt, noch deutlicher höher aus. Zum einen weil sich die Wolkentröpfchen der „Feeder-Wolke“ aufgrund der geringeren Fallgeschwindigkeit und größeren Querschnittsfläche der Schneeflocken effektiver anlagern können und zum anderen weil in diesem Fall der in Kapitel 2.1.1 geschilderte Bergeron-Findeisen-Prozess ablaufen kann, weswegen die Wachstumsrate der Partikel erheblich zunimmt. ([Roe05, 14:15], [Smi79, 192:193])

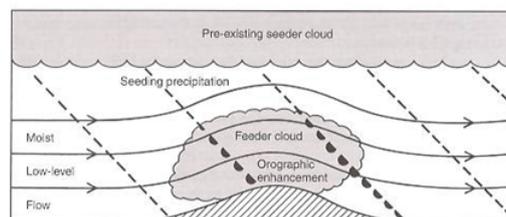


Abbildung 2.8.: *Seeder-Feeder-Effekt, Erklärung im Text.*
Quelle: [G.B08, 273]

2.4.3. Orografisch bedingte Konvektion

Es gibt einige orografisch verursachte Vorgänge, die zur Auslösung von Konvektion und damit zu Schauern oder Gewitter führen. Voraussetzung ist in allen Fällen eine bedingt stabil geschichtete Atmosphäre, so dass Luftpakete nach erzwungener Anhebung beginnen auszukondensieren und ab dem *Niveau der freien Konvektion (NFK)* selbstständig weiter aufsteigen. Nach Houze (1993) ([Hou93]) kann zwischen mehreren Auslösemechanismen unterschieden werden:

- **luvseitig ausgelöste Konvektion** (vgl. Abbildung 2.6 (c)):
Bedingt stabile, feuchte Luftmassen werden beim Strömen gegen ein Hindernis (Berg bzw.

Gebirge) zur Hebung gezwungen. Es kommt zunächst zum adiabatischen Aufstieg, bis die Luftpakete soweit abkühlen, dass der in ihnen enthaltene Wasserdampf kondensiert (Taupunkttemperatur wird erreicht bzw. unterschritten). Die freiwerdende latente Wärme sorgt dann für einen weiteren, selbständigen Aufstieg bis weit über den Gebirgskamm hinaus. Aus den anfangs gebildeten Cumulus-Wolken können sich dann Cumulonimbus-Wolken entwickeln, aus denen dann lokal begrenzte, ergiebige Niederschläge fallen können. Solche konvektiven Ereignisse können unter Umständen dem stratiformen Steigungsregen überlagert sein und lokal zu einer enormen Intensivierung des Niederschlages führen. Deswegen spricht man in diesem Zusammenhang auch von dem so genannten *instabilen Steigungsregen*.

- **Konvektion durch luvseitige Blockade** (vgl. Abbildung 2.6 (d)):
Handelt es sich um eine schwache Strömung auf ein ausgedehntes Bergmassiv (kleine Froude-Zahl Fr), so kann das Hindernis nicht überströmt werden und es kommt bodennah zu einer Blockade der Strömung (vgl. *Kapitel 2.3*). Hierbei werden luvseitig vor dem Bergmassiv Luftmassen angehoben (vgl. Abbildung 2.5 (a)), was zu einer Destabilisierung und zu einer anschließenden Entwicklung von konvektiven Zellen führen kann.
- **thermisch induzierte Konvektion** (vgl. Abbildung 2.6 (e)):
Ein weiterer Auslösemechanismus bei einer nur schwachen Anströmung ist durch die intensive Sonneneinstrahlung an Berghängen in den Sommermonaten gegeben. Dort werden bodennahe, feuchte Luftmassen besonders stark aufgeheizt und beginnen wegen der dann geringeren Dichte adiabatisch aufzusteigen, bis das Kumuluskondensationsniveau (KKN) erreicht ist. Es läuft nun der schon zuvor beschriebene Vorgang ab. Die lokal entstehenden Cb-Wolken werden dann gegebenenfalls von der vorherrschenden Windrichtung weiter verfrachtet, wodurch Schauer und Gewitter vorwiegend über dem Berggipfel oder auf der Leeseite des Berges auftauchen. Dieser Entwicklungsprozess kann natürlich auch über dem Flachland auftreten, die Wolkenbildung wird dort aber wegen des geringeren Sonneneinstrahlungswinkels meist erst später am Tag ausgelöst.
- **Konvektion durch leeseitige Konvergenz** (vgl. Abbildung 2.6 (f)):
Im Falle eines isoliert stehenden Berges und einer wiederum schwachen Strömung kann es auch zu einem Umströmen des Berges kommen. Das heißt, die Luftmassen treffen im Lee des Berges möglicherweise wieder aufeinander, es kommt zu einer Konvergenz und daraus resultierend zu Aufstiegsbewegungen. Ist die Luftmasse bedingt labil geschichtet, dann laufen abermals die zuvor dargestellten Vorgängen ab. Diese Art der Konvektions-Auslösung kann unter Umständen stationären Charakter annehmen und somit zu hohen Niederschlagswerten führen.
- **durch Leewellen ausgelöste Konvektion** (vgl. Abbildung 2.6 (g)):
Ein weiterer Konvektions-auslösender Mechanismus ist durch orografisch erzeugte Schwellen gegeben, die beim Überströmen eines Gebirges generiert werden. Diese Leewellen sorgen dafür, dass Luftpakete auf der windabgewandten Seite des Berges angehoben werden, wodurch sich bei vorhandener Labilität Schauer oder Gewitter entwickeln können (vgl. A.1).

2. Meteorologische Grundlagen

Generell handelt es sich oft um eine Überlagerung der zuvor geschilderten Prozesse, die zu einer orografischen Niederschlagsverstärkung führen. So kann beispielsweise stabiler Steigungsregen mit konvektiven Zellen durchsetzt sein, was eine sehr variable Niederschlagsverteilung verursachen kann. Da die orografisch erzeugten konvektiven Ereignisse oft sehr kurzlebig und lokal begrenzt sind, ist es mit konventionellen Niederschlagsmessern sehr schwierig, diesen Typ von orografischem Niederschlag vollständig zu registrieren.

2.5. Höhengradient des Niederschlags

In den vorherigen Kapiteln wurde bereits angedeutet, dass in den meisten Regionen eine Zunahme des Niederschlages mit der Höhe über NN beobachtet wird. Viele bisherige Arbeiten (zum Beispiel [Osb84] oder [BB93]) gehen dabei von einem linearen Zusammenhang zwischen der Höhenlage und der Niederschlagsmenge aus. Ob und wie hoch diese Niederschlagszunahme allerdings ausfällt, hängt von mehreren Faktoren ab. Neben den klimatischen Bedingungen (Klimazonen) kann dabei zwischen atmosphärischen und orografischen Parametern unterschieden werden.

Zu den meteorologischen Parametern werden unter anderem die Windrichtung und Windgeschwindigkeit, die Luftfeuchte, Froude-Zahl und die vertikale Temperaturverteilung gezählt. Steller (2004) ([Ste04]) untersuchte hierzu die Abhängigkeit zwischen der stratiformen Niederschlagszunahme im Bereich von deutschen Mittelgebirgen (Harz, Rothaargebirge, Thüringer Wald) und ausgewählten meteorologischen Variablen. Auch Kunz und Kottmeier (2004) ([KK06a] und [KK06b]) simulierten die orografische Niederschlagszunahme über Mittelgebirgen (vorwiegend im Schwarzwald) mit einem linearen, hydrostatischen Modell, um den Einfluss der atmosphärischen Bedingungen auf Starkniederschlag-Ereignisse zu analysieren.

Zudem gibt es oftmals Unterschiede im Höhengradienten des Niederschlages, wenn zwischen stratiformen und konvektiven Ereignissen separiert wird. Bergeron (1968, 1973) ([Ber68], [Ber73]) erforschte den Zusammenhang zwischen den beiden Niederschlagstypen und der Höhe über NN in Uppsala (Schweden). Während sich dabei bei stratiformen Regenfällen eine hohe Korrelation herausstellte, war bei konvektiven Ereignissen kein signifikanter Zusammenhang mit der Topografie erkennbar. Auch Prat und Barros (2010) ([PB10]) unterschieden bei der Analyse der Niederschlagsverteilung im südlichen Teil der Appalachen (Great Smoky Mountains National Park; Mittelgebirge im Osten der USA) zwischen Frühjahrs- (stratifomer Niederschlag überwiegt) und Sommer- (hoher konvektiver Anteil der Regenfälle) Niederschlag. Im Frühling beobachteten sie hierbei einen doppelt so hohen Niederschlagswert auf den Gipfeln des Gebirges als in den Tallagen. In den Sommermonaten jedoch zeigte sich ein deutlich geringerer Zuwachs mit der Meereshöhe, was vor allem der hohen räumlichen Variabilität der konvektiven Niederschlagsereignisse geschuldet war. Alles in Allem kann also davon ausgegangen werden, dass der lokale Höhengradient des Niederschlages auch je nach Jahreszeit veränderlich ist.

Werden klimatologische Zeiträume betrachtet, so kann die orografische Niederschlagsverteilung vor allem mit den topografischen Parametern begründet werden. Zu ihnen gehören unter anderem die Höhenlage, die Steigung, die Orientierung und die Lage des Gebirges. Abhängig von der jeweiligen Gestalt/Form des Bergmassivs können die Parameter variablen Einfluss auf die Niederschlagsverteilung besitzen.

2.5. Höhengradient des Niederschlags

Basist und Bell (1993) ([BB93]) untersuchten daher statistische Zusammenhänge zwischen diesen Gebirgseigenschaften und der jährlichen Niederschlagsverteilung in zehn verschiedenen Bergregionen. In jeweils vier Regionen gab es eine signifikante Beziehung zwischen der Höhenlage und dem Niederschlag.

Des Weiteren entscheidet die Größe und die Gestalt des Gebirges darüber, ob ein Niederschlagsmaximum auf der Luvseite und ein Minimum auf der Leeseite existiert oder ob sich das Maximum in der Nähe des Berggipfels oder sogar im Lee befindet (vgl. [Smi79, 172]). In sehr hohen Gebirgen kann es allerdings auch zunächst zu einer Niederschlagszunahme und dann zu einer Niederschlagsabnahme mit der Höhe kommen, wenn die Wolken bereits beim Aufstieg in den unteren Bereichen des Berghanges ausregnen und somit der Wassergehalt in den Wolken dann zurückgeht (vgl. [Smi79, 171]).

Auch Weisse und Bois (2000) ([WB00]) verwendeten Geländeparameter um die Variabilität von Starkniederschlägen in den französischen Alpen zu charakterisieren. Vor allem die Distanz zum Mittelmeer (bzw. allgemein zu großen Gewässern) spielt an dieser Stelle eine entscheidende Rolle.

Haiden und Pistotnik (2009) ([TP09]) fanden außerdem heraus, dass der effektive Niederschlagszuschlag in den Alpen von der Intensität des Hintergrundniederschlags abhängt. Bis zu einem bestimmten Schwellwert der Niederschlagsrate nimmt dabei die Niederschlagsmenge linear mit der Höhe zu, wohingegen bei hohen Niederschlagsintensitäten eher eine additive Zunahme der Niederschlags auftritt. Begründet wurde dieser Effekt damit, dass bei kleineren Hintergrundintensitäten die Anzahl der ausgewaschenen Wolkenpartikeln aus tieferliegenden Wolken (vgl. Seeder-Feeder-Effekt) linear mit der Intensität zunimmt, wo hingegen ab einer bestimmten Niederschlagsrate die Auslösung des gesamten Wolkeninhalts der „Feeder-Wolke“ für einen konstanten Beitrag in der Niederschlagsmenge sorgt.

In den europäischen Hochgebirgen werden besonders die Niederschlagsstrukturen im Alpenraum ausgiebig erforscht. Eine unregelmäßige Topografie sorgt dort für eine sehr komplexe Niederschlagsverteilung. Überdies stellt vor allem die große Ost-West Ausdehnung der Alpen (≈ 1200 km) ein mächtiges Hindernis für ankommende Luftmassen dar, so dass auch die klimatischen Verhältnisse in Mitteleuropa beeinflusst werden.

Unter der Betrachtung von klimatologischen Zeiträumen kommt es auch im Alpenraum oftmals zu einer erheblichen Niederschlagszunahme mit der Höhenlage. Wastl (2008) [Was08] untersuchte in diesem Zusammenhang Niederschlagsgradienten in verschiedenen Regionen der Nordalpen unter Berücksichtigung der Windrichtung und des Niederschlagstyps. So werden beispielsweise schon zwischen dem Alpenvorland (≈ 1000 mm) und dem nördlichen Alpenrand (≈ 1500 mm) enorme Zuwächse der jährlichen Niederschlagssummen beobachtet ([Was08, 46:69]). Noch größere Unterschiede in den Niederschlagsmengen zeigen einige nah beieinander liegende Berg- und Talmesstellen, die große Höhendifferenzen aufweisen [Was08, 98:120]. Für die unteren Regionen der Schweizer Nordalpen ($h < 1500$ m) wird eine durchschnittliche Zunahme des Niederschlags von 70-80 mm pro 100 m in den jährlichen Niederschlagssummen angenommen (vgl. [SW05]). Durch die großen Erhebungen der Alpen ist die orografische Beeinflussung der Niederschlagsverteilungen sehr stark ausgeprägt und so nur schwer mit den Niederschlagsstrukturen im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit (vgl. *Kapitel 3.1*) vergleichbar.

2. Meteorologische Grundlagen

Der Bayerische Wald, ein deutsches Mittelgebirge mit einer vertikalen Ausdehnung von 300-1450 m, weist einen Höhengradienten im Niederschlag von jährlich etwa 90 mm/100 m auf (vgl. [wal]). Leider gibt es nur wenige Informationen bezüglich des Niederschlagsgradienten in deutschen Mittelgebirgen, die etwa die gleichen Höhenlagen wie der Taunus aufweisen und so als Bezugswert herangezogen werden könnten. Um auch in kleinskaligen Mittelgebirgen Informationen über die Niederschlagstrukturen abzuleiten, wird in dieser Arbeit ein Überblick über die Niederschlagsverteilungen im Taunus mit dessen angrenzenden Regionen gegeben. Dabei wird auch eine Unterteilung der untersuchten Ereignisse nach Niederschlagstyp und Windrichtung durchgeführt, wodurch mögliche Unterschiede im Niederschlagsgradienten aufgedeckt werden können.

3. Daten und Methoden

Nachdem in diesem Kapitel zunächst das Untersuchungsgebiet geografisch eingegrenzt wird, werden anschließend die klimatischen und topografischen Eigenschaften der ausgewählten Region kurz beschrieben (*Kapitel 3.1*).

Danach folgt ein Überblick über die in dieser Arbeit verwendeten Daten (*Kapitel 3.2*). In *Kapitel 3.3* werden dann die angewendeten statistischen Methoden erläutert, ehe in *Kapitel 3.4* Entscheidungskriterien diskutiert werden, mithilfe derer eine Unterscheidung der Niederschlagsereignisse in stratiform oder konvektiv vorgenommen wurde. Zudem erfolgt eine Einteilung der Niederschlagstage nach vorherrschender Windrichtung (*Kapitel 3.4.1*), um bei der Auswertung der Niederschlagsverteilungen bezüglich der Anströmrichtung differenzieren zu können.

3.1. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit erstreckt sich über weite Teile des Taunus und wird durch das Rhein-Main-Gebiet im Süden und die Wetterau im Westen abgegrenzt. Tabelle 3.1 gibt die Längen- und Breitengrade an, die das Gebiet umranden. Die geografische Lage des Untersuchungsgebietes in Deutschland ist in Abbildung 3.1 dargestellt.

Der Taunus ist ein deutsches Mittelgebirge und Teil des rheinischen Schiefergebirges. Die höchste Erhebung ist der große Feldberg mit 881,5 Meter über NN. Mit einer Länge von etwa 75 km und einer Breite von circa 35 km umfasst das Gebirge eine Fläche von rund 2700 km². Abbildung A.3 zeigt den Taunus mit seinen vier Haupteinheiten der naturräumlichen Gliederung.

Ein Kennzeichen des Taunus ist sein bewaldeter Hauptkamm, der so genannte Hohe Taunus. Aus südlicher Sicht blickend ragt dieser markante Gebirgszug steil aus dem Vortaunus empor und weißt auch die größten Höhen auf. Eine Senkungszone, die so genannte Idsteiner Senke, die im Norden in das Limburger Becken übergeht, teilt das Gebirge in den westlichen und den östlichen Hintertaunus. Hier fällt das Gelände im Gegensatz zum südlichen Teil (Vortaunus, Hoher Taunus) kontinuierlicher nach Norden hin ab. In dieser Arbeit wird die Niederschlagsverteilung überwie-

Rand	Breite	Länge
Nordwest	50,5°	8,1°
Südwest	50°	8,1°
Südost	50°	8,8°
Nordost	50,5°	8,8°

Tabelle 3.1.: Räumliche Eingrenzung des Untersuchungsgebietes in Dezimalkoordinaten.

3. Daten und Methoden

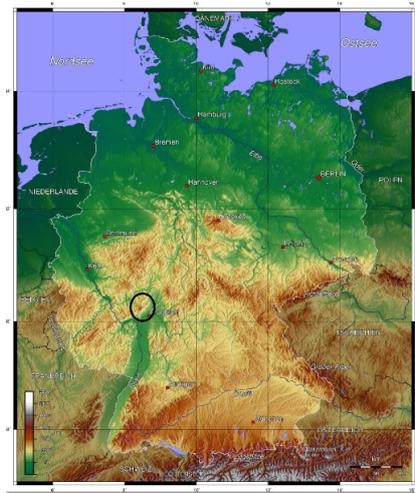


Abbildung 3.1.: *Topografische Karte von Deutschland mit gekennzeichnetem Untersuchungsgebiet.* Quelle: modifiziert übernommen aus [top]

gend in den mittleren und östlichen Gebieten des Taunus untersucht.

Allgemein weist der Taunus weitaus höhere jährliche Niederschlagssummen als sein Umland auf. Während im Rhein-Main-Gebiet durchschnittlich etwa 600 mm Niederschlag im Jahr fällt, erreichen die höchsten Erhebungen im Taunus (Großer Feldberg, kleiner Feldberg, Altkönig) Niederschlagssummen von 800-1000 mm. Dies kann unter anderem mit den in *Kapitel 2.4* geschilderten Effekten begründet werden.

Die räumliche Verteilung einzelner Niederschlagsereignisse hängt im Taunus entscheidend von der vorherrschenden Anströmrichtung ab, wodurch Luv-Lee-Effekte entstehen (vgl. *Kapitel 2.4.1* und *Kapitel 2.5*). Durch die Gebirgsrichtung Westsüdwest (WSW)-Ostnordost (ONO) bilden sich vor allem bei nordwestlichen und südöstlichen Windrichtungen Staueffekte aus. Wie allerdings *Abbildung 3.2* aufzeigt, gibt es deutliche Unterschiede in den jeweiligen Höhengradienten des Gebirges. Während das Gelände von Nordwesten zum Taunushauptkamm hin recht kontinuierlich ansteigt, ragt der Hohe Taunus aus südöstlicher Sicht blickend deutlich steiler aus seinem Umland empor.

Inwiefern sich diese topografischen Eigenschaften in der Niederschlagsverteilung widerspiegeln und ob dabei ein Unterschied zwischen stratiformen und konvektiven Ereignissen besteht, wird in *Kapitel 4* ausführlich diskutiert. Im Umweltatlas Hessen ([Atl]) gibt es noch weitere Informationen über die naturräumliche Gliederung des Taunus. ([Atl])

3.2. Daten

Datengrundlage der Arbeit bilden die Niederschlagsmessnetze des Deutschen Wetterdienstes (DWD), des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) sowie des universitätseigenen Taunus-Messnetzes GUT (Goethe-University Taunus-net).

Um den Höhengradienten und die räumliche Variabilität des Niederschlages im Untersuchungs-

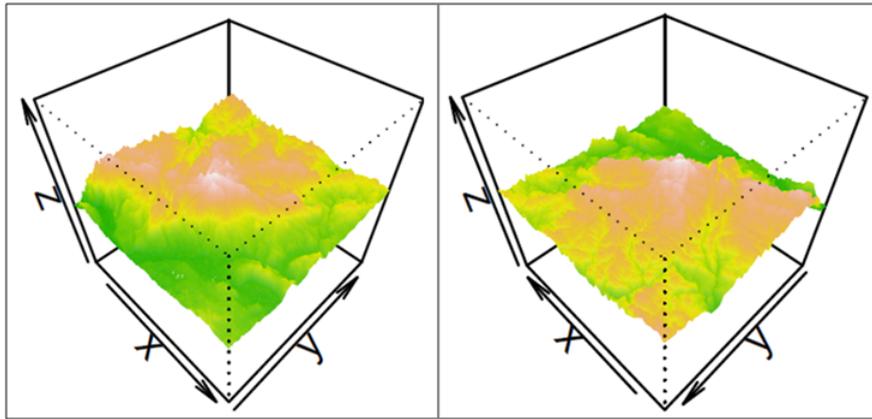


Abbildung 3.2.: Höhengradienten im Taunus. Links: Blick aus südöstlicher Richtung; der markant empor ragende Taunushauptkamm ist klar erkennbar. Rechts: Blick aus nordwestlicher Richtung; die Höhenlage nimmt kontinuierlich zum Hauptkamm hin zu.

gebiet möglichst genau zu analysieren, wurden die in Abbildung 3.3 gekennzeichneten Stationsstandorte verwendet. Genauere Angaben über die geografische Lage der Stationen sind in *Abbildung A.2* und *Abbildung A.4* aufgelistet.

Der Untersuchungszeitraum erstreckte sich in den schneefreien Monaten (Mai-November) der Jahre 2009, 2010 und 2011. Im folgenden werden die einzelnen Niederschlagsnetze kurz beschrieben.

- **DWD:**

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) unterhält ein sehr dichtes, mit über 2000 Stationen ausgestattetes Niederschlags-Messnetz, das größtenteils zeitlich hoch aufgelöste Daten für Deutschland liefert. Durch den zusätzlichen Einsatz von Wetterradaren (vgl. *Kapitel 2.1.2*) können somit 5-minütliche hydrometeorologische Analysen mit einer Auflösung von 1 km² für das komplette Bundesgebiet erstellt werden. (Quelle: www.dwd.de)

- **HLUG:**

Das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) ist als technisch- wissenschaftliche Umweltbehörde dem Hessischen Umweltministerium unmittelbar nachgeordnet. Entstanden ist es am 1. Januar 2000 durch die Zusammenlegung der Hessischen Landesanstalt für Umwelt (HLfU) und des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (HLFB). Zudem ist seit Oktober 2009 hier auch das Fachzentrum Klimawandel Hessen eingerichtet, das unter anderem die Auswirkungen der globalen Erderwärmung auf das Bundesland Hessen untersucht.

Zu den Hauptaufgaben des HLUGs gehört die Beobachtung, Analyse, Dokumentation und Bewertung der Umweltmedien Wasser, Boden und Luft in Hessen. Darüber hinaus unterstützt und berät es die Landesregierung und deren nachgeordneten Behörden in allen Fragen bezüglich Umweltschutz und Geowissenschaften.

Zur Erfassung der hierzu benötigten Parameter steht der Behörde eine hochwertige technische Infrastruktur zur Verfügung, die unter anderem ein hochauflösendes Niederschlags-

3. Daten und Methoden

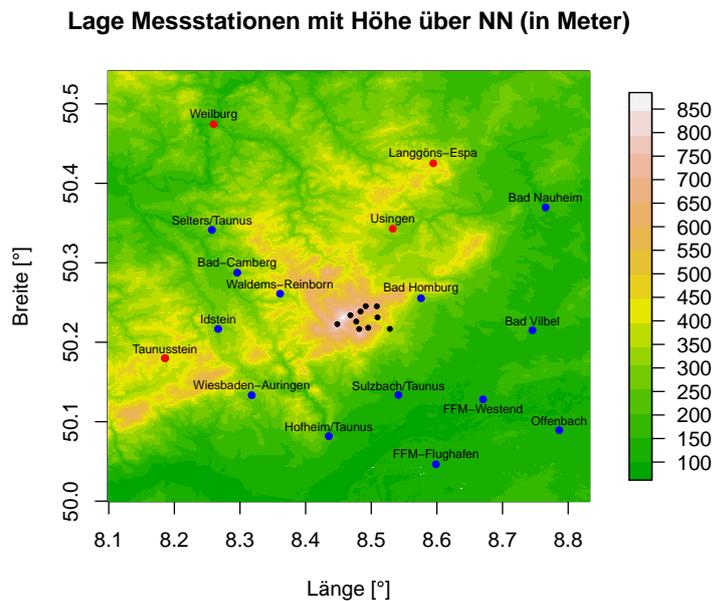


Abbildung 3.3.: Stationsstandorte Taunus und Umgebung: DWD (blau), HLUg (rot) und GUT (schwarz). Ein Zoom auf das GUT-Messnetz befindet sich in Abbildung 3.4.

messnetz umfasst. Im Rahmen des landeseigenen, hydrologisch ausgerichteten Messnetzes bestehen dementsprechend 70 Niederschlags-Messstellen, von denen 50 mit Datenfernübertragung ausgerüstet sind. Für den Bau und die Instandhaltung sind die jeweiligen Regieungspräsidien zuständig. (Quelle: www.hlug.de)

- **GUT:**

Die zehn Niederschlagsmessstellen (schwarz), die sich im Vor- und Hohen Taunus befinden, stammen von dem zwischen 2009-2011 (Mai-November) betriebenen universitätseigenen Messnetz GUT. Diese Stationen befinden sich auf einer räumlichen Fläche von 25 km² im Einzugsgebiet des Urselbaches und weisen Höhendifferenzen von bis zu 500 m auf. Es wurden Niederschlagswerte mit einer zeitlichen Auflösung von einer Minute gespeichert. In Abbildung 3.4 ist eine vergrößerte Karte zu sehen, welche die räumliche Verteilung und die Topografie der Standorte zeigt.

Ziel dieses Projektes ist es, die lokale Niederschlagsverteilung in solch einer markanten Orografie hochauflösend zu untersuchen. Die gewonnenen Informationen stehen dann zur Verfügung, um interpolierte Niederschlagsverteilungen in diesem Gebiet zu erstellen und um zu einer Verbesserung von Wetter- und Klimamodellen beizutragen.

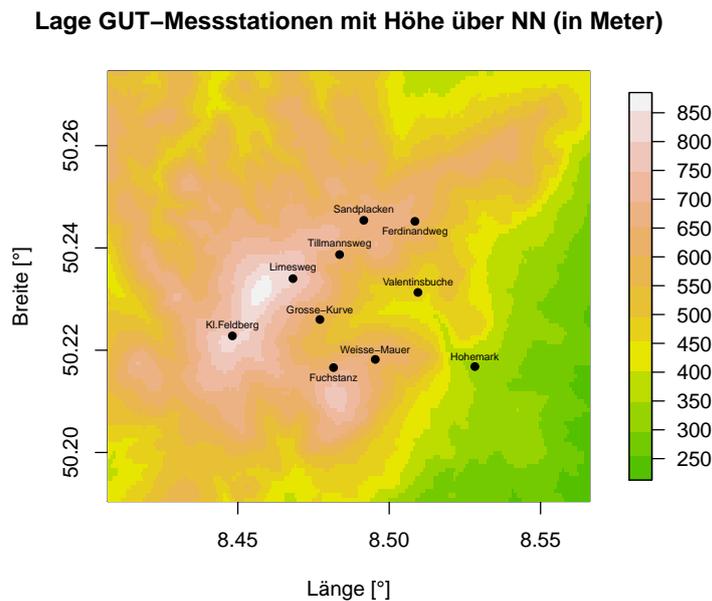


Abbildung 3.4.: Lage und Topografie der GUT-Messstandorte.

3.3. Statistische Methoden

Nachfolgend werden die statistischen Methoden erläutert, die zur Untersuchung der vorhandenen Beobachtungsdaten eingesetzt wurden. Neben der linearen Regressionsanalyse (*Kapitel 3.3.1*) wurde als räumliche Interpolationsmethode die inverse Distanzgewichtung (*Kapitel 3.3.2*) angewendet.

Ziel einer räumlichen Interpolation ist die möglichst genaue, flächenhafte Kenntnis einer von Raum und Zeit abhängigen kontinuierlichen Variablen im gesamten Untersuchungsgebiet. Da vorhandene punktuelle Beobachtungswerte dieser Variablen aus unterschiedlichen Gründen (zum Beispiel logistische oder finanzielle Probleme) oft nur unzureichend dicht vorhanden sind, werden Interpolationsmethoden eingesetzt, die aus den vorhandenen Daten räumliche Verteilungen erzeugen. Zur Abschätzung eines Variablenwertes an einem beliebigen Ort werden unter anderem die Messwerte der umliegenden Stationen benutzt. Die Anzahl und die Gewichtung der hierbei verwendeten Stationswerte richtet sich neben der Distanz zum Stationsstandort auch nach der Korrelationslänge der Messgrößen. So besitzen beispielsweise Temperaturwerte eine deutlich höhere räumliche Repräsentanz als zeitlich und räumlich sehr variable Niederschlagswerte.

Je nach Anwendungsgebiet und vorhandenen Datensätzen stehen mehrere Interpolationsverfahren zur Verfügung, die unter anderem in [LH08] dargestellt werden. Ausgewählte Interpolationsmethoden werden auch in Krähenmann und Ahrens (2010) ([KA10]) benutzt, um tägliche Niederschlagsverteilungen in Deutschland anzufertigen. ([LH08])

3.3.1. Lineare Regression und Korrelation

Ziel dieser Arbeit ist es statistische Zusammenhänge zwischen der Niederschlagshöhe und der topografischen Höhenlage zu identifizieren. Als statistisches Hilfsmittel steht dabei unter anderem die zweidimensionale, lineare Regressionsanalyse zur Verfügung, deren Grundideen in diesem Abschnitt kurz erläutert werden.

Bei der einfachen, linearen Regression wird eine lineare Beziehung zwischen dem Prädikant (Zielgröße, hier: *Niederschlagshöhe*) und dem Prädiktor (Einflussgröße, hier: *topografische Höhe*) angenommen. Mathematisch kann dieser Zusammenhang durch die Regressionsgleichung:

$$P = Ah + B \quad (3.1)$$

ausgedrückt werden, wobei P hier die Niederschlagshöhe und h die Höhenlage ist. Die beiden anderen Koeffizienten, $A =$ Geradensteigung und $B =$ Achsenabschnitt, werden aus der Bedingung berechnet, dass die Gleichung den bestmöglichen Fit an die Wertepaare $\{P_i, h_i\}$ darstellt (siehe hierzu [Sch00, 168-175]).

Um die Güte des Zusammenhangs der beiden Variablen zu bestimmen, kann der Korrelationskoeffizient r ($-1 \leq r \leq 1$) berechnet werden ([Sch00, 168:169]). Während für $r = 0$ kein Zusammenhang der beiden Größen vermutet wird, liegt für $r = 1$ bzw. $r = -1$ eine maximal positive bzw. eine maximale negative lineare Korrelation vor.

Allerdings berechtigt ein Korrelationskoeffizient $r \neq 0$ noch nicht unbedingt zu der Annahme, dass ein statistischer Zusammenhang zwischen P und h besteht. Es muss gegebenenfalls ein Signifikanztest (vgl. [Sch00, 119:143]) durchgeführt werden, um zu überprüfen, ob die Geradensteigung B *signifikant* von null verschieden ist. In der Regel wird dabei der so genannte t-Test (vgl. [Sch00, 200:201]) eingesetzt. ([Sch00])

3.3.2. Inverse Distanzwichtung

Die inverse Distanzwichtung (auch IDW-Methode), ein nicht statisches Interpolationsverfahren der Geostatistik, wird in dieser Arbeit zur Erstellung von regionalen Niederschlagskarten verwendet. Diese Methode schätzt den gewünschte Variablenwert (hier: *Niederschlagswert*) mithilfe von umliegenden Beobachtungswerten ab. Der gesuchte Wert p an einem beliebigen Ort \vec{x}_0 ergibt sich aus einer gewichteten Linearkombination der umliegenden Stationswerte p_i :

$$p(\vec{x}_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i(\vec{x}_0) \cdot p_i(\vec{x}_i), \quad (3.2)$$

wobei n die Anzahl der verwendeten Messwerte und $\lambda_i(\vec{x}_0)$ ein Gewichtungsfaktor ist, der vom Abstand d_i zwischen dem Stationsstandort \vec{x}_i und \vec{x}_0 abhängt:

$$\lambda_i(\vec{x}_0) = \frac{\frac{1}{d_i^p}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p}}, \quad d_i = |\vec{x}_i - \vec{x}_0|. \quad (3.3)$$

Um den Einfluss des Abstandes noch zusätzlich zu erhöhen, wird hier noch als Exponent des Abstandes der Parameter p eingeführt, der je nach Anwendung frei gewählt werden kann. Prinzipiell haben näherliegende Stationen also ein größeres Gewicht bei der Schätzung des gesuchten Variablenwertes. Die Niederschlagskarten in dieser Ausarbeitung wurden mit den Parametereinstellungen $n = 4$ und $p = 2$ erstellt.

Vorteilhaft ist bei dieser Methode, dass ein stetiges Feld entsteht mit keinen unrealistischen Sprüngen der Variablenwerten an den Rändern des verwendeten Gitters. Ein wesentlicher Nachteil der inversen Distanzgewichtung ist allerdings, dass topografische Auswirkungen auf die interpolierte Verteilung keine Berücksichtigung finden, wodurch es zu Abweichung zu der tatsächlichen Verteilung kommen kann. ([LH08])

3.4. Klassifizierung der Ereignisse

3.4.1. Objektive Wetterlagenklassifikation

Die Objektive Wetterlagenklassifikation nach Bissolli und Dittmann (2001) ([BD01]) wurde zur Einteilung der Niederschlagstage nach Anströmrichtung benutzt. Somit können vor allem mögliche Luv-Lee-Effekte in den Niederschlagsverteilungen des Untersuchungsgebiets aufgezeigt werden.

Bei dieser Wetterlagenklassifikation, die beim Deutschen Wetterdienst (DWD) entwickelt wurde, handelt es sich im Gegensatz zu vielen anderen Klassifikationen (siehe [BD01, 253:255]) um eine objektive Wetterlagenklassifikation, die jederzeit numerisch überprüfbar ist und nicht subjektiv durch einzelne Meteorologen erstellt wird. Die berechneten Wettertypen beziehen sich auf die synoptische Skala Mitteleuropas und sind seit 1979 beim DWD verfügbar.

Grundlage der Klassifikation bilden die folgenden meteorologischen Eigenschaften, die mithilfe der numerischen Wettermodellen des DWD abgeleitet werden ([BD01, 255:256]):

- Advektion von Luftmassen
- Zyklonalität in Bodennähe und in der mittleren Troposphäre
- Feuchtegehalt der Troposphäre.

Da sich die Wetterlagenklassifikation hauptsächlich auf Deutschland bezieht, werden die hierzu verwendeten meteorologischen Parameter an den Gitterpunkten der in Abbildung 3.5 gezeigten Karte Mitteleuropas je nach Lage unterschiedlich gewichtet. Während im zentralen, dunkelgrauen Gitterbereich die Parameter eine dreifache Gewichtung erhalten, werden die Werte der angrenzenden Gebiete (hellgrau) zweifach und die restlichen Gitterwerte außerhalb Deutschlands (mittelgrau und weiß) einfach gewichtet.

Der Advektionstyp wird aus den Windrichtungen an den Gitterpunkten auf dem 700 hPa Niveau bestimmt. Hierfür wird jeder Wert in einen der 36 Sektoren eingeteilt, die jeweils eine Ausdehnung von 90° haben $\{[0^\circ, 90^\circ), [10^\circ, 100^\circ), \dots, [350^\circ, 80^\circ)\}$. Das impliziert wiederum, dass jeder Wert in neun Sektoren gezählt wird. Unter Berücksichtigung der zuvor geschilderten Gewichtung wird dann die Mitte des Sektors mit der größten Belegung an Werten als Windindex bezeichnet.

3. Daten und Methoden

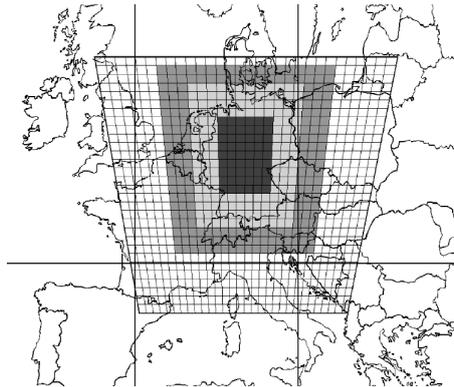


Abbildung 3.5.: Einzugsgebiet der Objektiven Wetterlagenklassifikation: Meteorologische Parameter der Gitterpunkte werden je nach Gebiet dreifach (dunkelgrau), zweifach (hellgrau) oder einfach (mittelgrau und weiß) gewichtet. Quelle: [BD01, 254]

Nur wenn zwei Drittel der Werte an den Gitterpunkten in dem am häufigsten besetzten Windsektor liegen, wird eine vorherrschende Windrichtung definiert. Ist dies der Fall, so wird der Advektionstyp je nach Windindex in eine der folgenden Windklassen eingeteilt: Nordost = NO = $[0^\circ, 90^\circ)$, Südost = SO = $[90^\circ, 180^\circ)$, Südwest = SW = $[180^\circ, 270^\circ)$, Nordwest = NW = $[270^\circ, 360^\circ)$. Gibt es keine vorherrschende Windrichtung, dann wird der Advektionstyp als undefiniert (XX) angeführt.

Zur Vollständigkeit wird noch kurz auf die beiden anderen Kriterien, Zyklonalität (Vorticity) und Feuchtegehalt eingegangen. Der Zyklonalitätsindex auf der 950 hPa bzw. 500 hPa Druckfläche berechnet sich aus dem gewichteten Mittel von $\nabla^2\phi$ (mit $\nabla = \text{Nabla} - \text{Operator}$ und $\phi = \text{Geopotential}$). Positive Indices werden dann als zyklonal (Z) und negative als antizyklonal (A) eingestuft.

Der Feuchteindex ist definiert als das räumliche, gewichtete Mittel des verfügbaren Wassergehaltes der Troposphäre, der für jeden Gitterpunkt aus der Temperatur und der relativen Luftfeuchtigkeit berechnet wird. Ist der Feuchteindex größer bzw. kleiner als das klimatologische Mittel der jeweiligen Monate (Zeitraum: 1979 - 1996), so wird die Wetterlage als „feucht“ (F) bzw. „trocken“ (T) eingeordnet. Aus der Kombination der fünf Advektions-, vier Zyklonalitäts- und zwei Feuchtypen ergeben sich 40 verschiedene Wettertypen, die in Abbildung A.5 mit ihrer jeweiligen Kennung aufgelistet sind.

3.4.2. Separation nach Niederschlagstyp

Die Unterscheidung zwischen stratiformen und konvektivem Niederschlag ist für verschiedenste Anwendungsgebiete der Meteorologie nützlich ([Ana04, 291]). Wie bereits in Kapitel 2.2 beschrieben, laufen bei der jeweiligen Wolken- und Niederschlagsbildung unterschiedliche mikro-physikalische Prozesse ab. Die Kenntnis des Niederschlagstyps erlaubt deshalb Rückschlüsse auf ablaufende diabatische Prozesse (zum Beispiel Freisetzung von latenter Wärme) zu ziehen, die unter anderem zur Erstellung von Energiebilanzen relevant sind ([Ana04, 291]). Überdies ist eine

Separation der Niederschlagsarten besonders zur Modellierung von Niederschlag und zur Validierung von Wetter- und Klimamodellen wichtig ([IE07], [Lan09]).

Eine strikte Abgrenzung zwischen stratiformen und konvektiven Ereignissen stellt sich im Allgemeinen als eher schwierig heraus ([Hou97]), jedoch gibt es einige Methoden, die zur Unterscheidung des Niederschlagstyp hilfreich sein können. Dazu gehören unter anderem:

- Unterscheidung mittels Wetterradar
- Unterscheidung mittels Satellitendaten
- Unterscheidung mittels Synop-Daten.

Mit einem Wetterradar können die physikalischen Prozesse der Wolken untersucht werden. Anhand der Größenverteilung der Wolkentröpfchen und der Vertikalgeschwindigkeiten in der Wolke kann dann auf das jeweilige Ereignis geschlossen werden (vgl. [Ana04]).

Satellitendaten werden benutzt, um mithilfe der Temperatur der Wolkenobergrenzen die vorhandenen Wolkentypen zu charakterisieren. Cumulonimbus- und Cumulus-Wolken werden hierbei als konvektiv und Nimbostratus- sowie Stratus-Bewölkung als stratiform eingestuft (vgl. [IE07]).

Des Weiteren können auch Daten der synoptischen Stationen in der jeweiligen Region zur Trennung des Niederschlagstyps (Regen, Sprühregen: stratiform; Schauer, Gewitter: konvektiv) eingesetzt werden (vgl. [IE07], [Lan09]).

In [STJB03] werden weitere Trennungsmöglichkeiten diskutiert, die in mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) Anwendung finden. Darüber hinaus wendete Tremblay (2004) ([Tre04]) statistische Methoden auf Niederschlagsmessungen an und versuchte eine Trennung der Niederschlagskomponenten auf Grundlage des sechsständigen Niederschlagssummen durchzuführen. Er geht dabei davon aus, dass der aufsummierte Gesamtniederschlag in Abhängigkeit von der Intensität einem exponentiellen Gesetz unterliegt.

Bevor mit der Analyse der Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet begonnen werden konnte, wurden auch in dieser Arbeit die Tage mit Niederschlag als stratiform, konvektiv oder Mischform eingegliedert. Eine Mischform lag hierbei vor, wenn es zu einer Überlagerung der beiden Niederschlagsarten kam. Leider war die Benutzung von Radardaten zur Klassifizierung der Niederschlagsereignisse kaum möglich, weil Abschattungs- und Filterungseffekte, hervorgerufen durch die markante Topografie des Taunus, einen zuverlässigen Einsatz dieser Methode verhiinderten. Da auch die Verwendung von Satellitendaten im Rahmen des Bearbeitungszeitraums zu aufwendig gewesen wäre, sind andere Verfahren eingesetzt worden.

Zunächst wurde versucht, anhand der vorhandenen Beobachtungsdaten eine Separation der Niederschlagstage auszuführen. Ein Niederschlagstag ist dabei als konvektiv eingeordnet worden, wenn einer der folgenden Kriterien im gesamten Untersuchungsgebiet erfüllt war:

- an mindestens drei Stationen gab es mindestens zwei Ereignisse mit $P > 0,7 \frac{mm}{10min}$ (P: gemessene Niederschlagsrate)
- an mindestens zwei Stationen gab es mindestens ein Ereignis mit $P > 4 \frac{mm}{h}$
- mindestens eine Station mit $P > 20 \frac{mm}{6h}$.

3. Daten und Methoden

Demgegenüber wurden Niederschläge als stratiform angesehen, wenn:

- an über 80 % der Stationen über einen Zeitraum von mindestens zwei Stunden messbarer Niederschlag fiel.

Darüber hinaus wurden Regenfälle als stratiformer Dauerregen bezeichnet, wenn die anschließende Bedingung zutrifft:

- an allen Stationen lag über einen Zeitraum von mindestens sechs Stunden eine stündliche Niederschlagsrate von mindestens $0,5 \frac{\text{mm}}{\text{h}}$ vor.

Leider konnte anhand dieser Klassifikation keine zuverlässige Trennung der Niederschlagsarten vorgenommen werden. Zum einen waren oftmals mehrere Kriterien gleichzeitig erfüllt, weil auch stratiforme Niederschläge hohe Niederschlagsraten aufwiesen oder von Schauern- oder Gewittern durchsetzt waren. Zum anderen konnten mit dieser Methode bei weitem nicht alle Niederschlagsereignisse berücksichtigt werden. Gerade kurze Ereignisse mit schwachen Niederschlagsraten (zum Beispiel schwache Regenschauer (konvektiv) oder leichter Nieselregen (stratiform)) blieben von den obigen Bedingungen unbeachtet. Auch eine Variation der oben genannten Kriterien führte nicht zu einem vertrauenswürdigen Ergebnis. Also war eine Einstufung der Niederschläge nur mittels der Beobachtungsdaten nicht realisierbar.

Das Auftreten bestimmter Niederschlagsarten hängt davon ab, welche Luftmassen vorherrschend sind und wie die atmosphärische Schichtung ist. Wie bereits in *Kapitel 2.2* erwähnt, können stratiforme Niederschläge eher mit einer stabil geschichteten und konvektive Ereignisse eher mit einer labil geschichteten Atmosphäre in Verbindung gebracht werden. Natürlich gibt es auch Niederschläge, die direkt keinem Typ zugeordnet werden können.

Aus diesen Gründen wurde ein weiteres, aufwendigeres Verfahren zur Einteilung der Niederschläge durchgeführt. Beim Deutschen Wetterdienst gibt es das so genannte Großwetterlagen - Produkt (www.dwd.de/GWL). Hier werden einzelne Witterungsabschnitte monatlich wiedergegeben und in Großwetterlagen eingeteilt, die sich nach der bodennahen Druckverteilungen Europas richten (nach Hess und Brezowsky ([HB05])). Des Weiteren wird für jeden Tag ein Bericht zur synoptischen Situation verfasst.

Auf Grundlage der täglichen Berichterstattung wurde dann unabhängig von der herrschenden Großwetterlage die Niederschlags-Charakteristik abgeleitet. Zur Sicherheit sind dabei die vorhandenen Messdaten auf Übereinstimmungen mit der synoptischen Beschreibung überprüft worden. Wie in *Kapitel 3.4* bereits erläutert, werden räumlich und zeitlich stark variable Niederschlagsintensitäten mit konvektiven und flächendeckende, eher gleichmäßige Niederschlagsraten mit stratiformen Niederschlägen in Verbindung gebracht. In seltenen, unklaren Fällen wurden zusätzlich Wolkenbeobachtungen (unter anderem hier erhältlich: www.wetteronline.de/aktuell.htm) verwendet, um die Niederschlagsart zu bestimmen. Leider liegen diese Daten nur für die Station Frankfurt/Main Flughafen vor.

Sicherlich kam es auch mit dieser Methode zu Fehleinschätzungen, aber im Gegensatz zu dem zuvor geschilderten Verfahren konnten fast alle Ereignisse einem Niederschlagstyp (stratiform, konvektiv oder Mischform) zugeordnet werden. Zudem kann davon ausgegangen werden, dass diese

3.4. Klassifizierung der Ereignisse

manuelle Vorgehensweise mit Berücksichtigung der atmosphärischen Verhältnisse vertrauenswürdiger Ergebnisse lieferte. Die Gesamtzahl der Niederschlagstypen ist in Tabelle 4.1 aufgeführt. Außerdem befindet sich in Abbildung 4.1 eine monatliche Verteilung der Ereignisse.

4. Auswertung

Aufbauend auf *Kapitel 2* und *Kapitel 3* werden in diesem Kapitel die erhaltenen Ergebnisse vorgestellt. Nachdem zuerst ein Überblick über die zur Verfügung stehenden Niederschlagsereignisse gegeben wird (*Kapitel 4.1*), erfolgt eine Diskussion der höhenabhängigen Niederschlagsverteilungen (*Kapitel 4.2-Kapitel 4.4*). Es findet dabei eine Aufspaltung der Niederschlagsereignisse nach Niederschlagstyp und Anströmrichtung statt und es wird der Frage nachgegangen, ob, wie bereits in *Kapitel 2.5* angedeutet, Unterschiede in den Höhengradienten der jeweiligen Niederschlagsarten bestehen. Abschließend werden noch zwei signifikante Niederschlagsereignisse unter Berücksichtigung der synoptischen Situation untersucht (*Kapitel 4.6*).

4.1. Verteilung der Niederschlagstypen

Auf der Grundlage der in *Kapitel 3.4.2* beschriebenen Trennungsmethoden ergibt sich die in Tabelle 4.1 gezeigte Aufteilung der Niederschlagstage in stratiform, konvektiv und Mischform. Außerdem sind in Abbildung 4.1 die monatlich aufsummierten Niederschlagstypen (Mai-November) der Jahre 2009, 2010 und 2011 dargestellt.

Während in den Übergangsmonaten (Frühjahr, Herbst) die stratiformen Ereignisse überwiegen, treten in den Sommermonaten vermehrt konvektive Ereignisse auf. Dies ist einerseits mit der intensiveren und energiereicheren Sonneneinstrahlung im Sommer erklärbar, wodurch eine starke Erwärmung bodennaher Luftmassen zu einer Labilisierung der Atmosphäre und somit zu einer erhöhten Schauer- und Gewittertätigkeit führen kann.

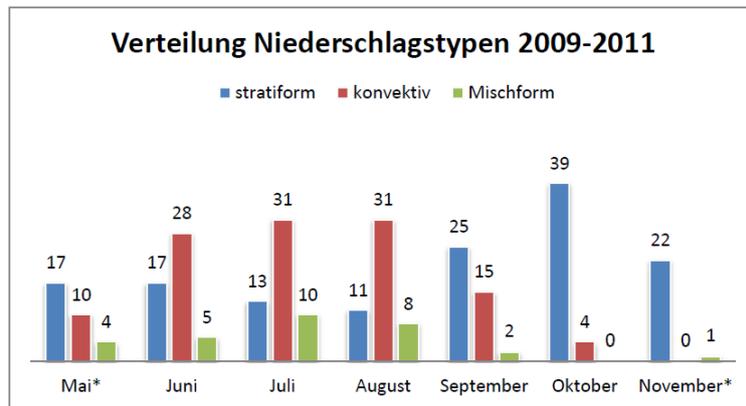
Andererseits sind die meridionalen Temperaturoegensätze in den Übergangsmonaten stärker ausgeprägt als im Sommer, woraus eine höhere Dynamik der Frontalzone resultiert. Demzufolge wird die Bildung von Tiefdruckgebieten gefördert und der frontale Anteil der Niederschläge, der eher stratiformen Charakter aufweist, erhöht ([LC84, 275:277]). Auch der Anteil der Mischform-Ereignisse nimmt in den Sommermonaten zu, was damit begründet werden kann, dass großräumige Niederschlagsgebiete, aufgrund des schon erwähnten höheren Energiegehaltes der Atmosphäre, von Schauern- und Gewittern durchsetzt sind.

Zur Untersuchung von Luv-Lee-Effekten wurden die Ereignisse zusätzlich nach vorherrschender

Ereignis	Anzahl
stratiform	154
konvektiv	119
Mischform	30
Gesamt	303

Tabelle 4.1.: Aufteilung der Niederschlagstage der Jahre 2009-2011 (Mai-November).

4. Auswertung



*Mai- und Novemberwerte nicht vollständig

Abbildung 4.1.: Verteilung der Niederschlagsereignisse: Anzahl der monatlich aufsummierten Ereignisse der Jahre 2009-2011.

Windrichtung (vgl. Kapitel 3.4.1) separiert. In Abbildung 4.2 sind die stratiformen und konvektiven Ereignisse anteilig nach Windrichtung dargestellt. Die Anzahl der Mischform-Ereignisse fällt im Untersuchungszeitraum leider zu gering aus, so dass eine Unterteilung nach Windrichtung nicht sinnvoll gewesen wäre.

Erwartungsgemäß gibt es die meisten Niederschläge bei westlichen Anströmungsrichtungen. Da es sich dabei um Luftmassen maritimen Ursprungs handelt, besitzen diese einen hohen Feuchtegehalt, was die Niederschlagswahrscheinlichkeit deutlich erhöht. Sowohl bei den konvektiven als auch bei den stratiformen Niederschlagsereignissen erfolgen dabei bei südwestlicher Strömung mehr Niederschlagsereignisse als bei nordwestlicher Windrichtung.

Demgegenüber ist ein deutlich reduzierter Anteil der Niederschlagsereignisse mit östlicher Windkomponente erkennbar, was sich mit dem kontinentalen Ursprung der ankommenden, relativ trockenen Luftmassen begründen lässt. Auffällig ist außerdem, dass der Anteil der konvektiven Ereignisse, der bei südwestlichen Windrichtungen auftritt, größer ist als der Anteil der stratiformen Niederschläge mit südwestlicher Strömung. Ursache hierfür sind wiederum die Eigenschaften der ankommenden, tropischen Luftmassen, die eine geringe statische Stabilität aufweisen und somit zu einem Aufleben der Schauer- und Gewitteraktivität führen (vgl.[Deu87, 125:127]).

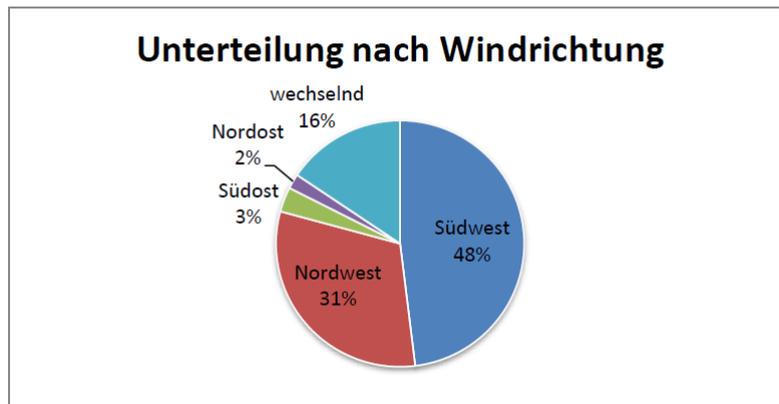
4.2. Höhengradient Gesamtniederschlag

Zur Analyse der Höhenabhängigkeit des Gesamtniederschlags wurden die Niederschlagshöhen aller Niederschlagsereignisse im Untersuchungszeitraum aufsummiert. Berücksichtigung fanden hierbei nur Niederschlagstage, an denen an mindestens 90 % der Stationen Niederschlagsdaten vorhanden waren.

In Abbildung 4.3 ist der Gesamtniederschlag als Funktion der Höhe über NN zu sehen. Da ein linearer Zusammenhang der beiden Größen deutlich erkennbar ist, wurde zudem eine lineare Regression durchgeführt und die zugehörige Regressionsgerade eingezeichnet.

4.2. Höhengradient Gesamtniederschlag

stratiforme Ereignisse unterteilt nach vorherrschender Windrichtung



konvektive Ereignisse unterteilt nach vorherrschender Windrichtung

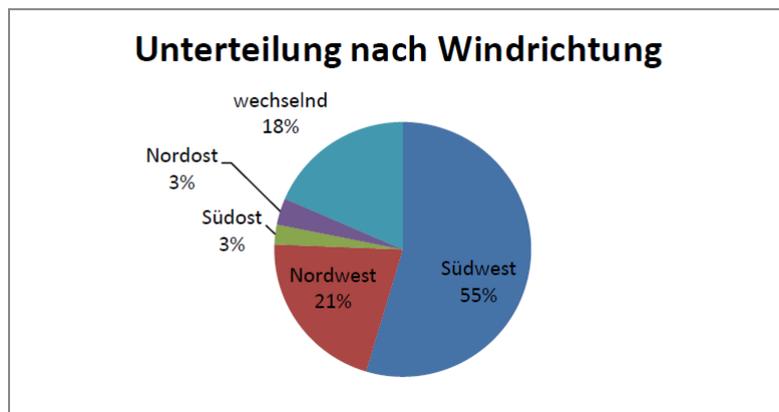


Abbildung 4.2.: Unterteilung der Niederschlagsereignisse nach Windrichtung.

4. Auswertung

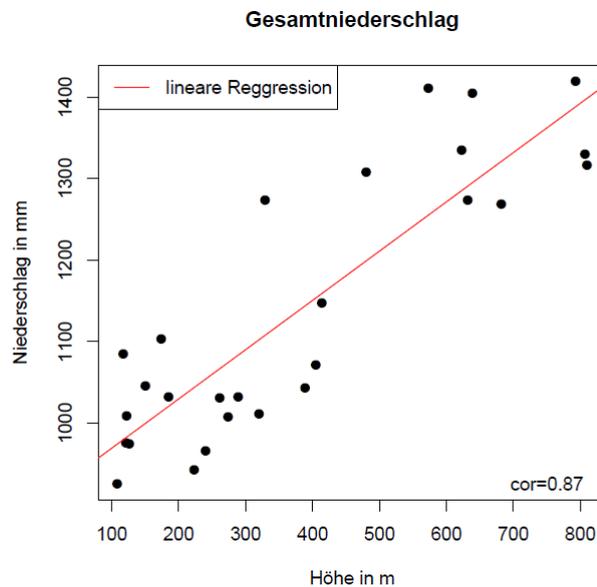


Abbildung 4.3.: Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe.

Wie aus der Grafik hervorgeht, ist in dem angegebenen Zeitraum eine Niederschlagsmenge von durchschnittlich etwa 1200 mm im Untersuchungsgebiet gefallen. Darüber hinaus war der Gesamtniederschlag in den Höhenlagen des Taunus um knapp 50 % höher als im Flachland des Rhein-Main-Gebietes. Ein signifikant hoher Korrelationskoeffizient (t-Test wurde durchgeführt) bestätigt die lineare Beziehung zwischen den Datensätzen und aus der Geradensteigung ergibt sich eine Zunahme des Niederschlags von rund 60 mm pro 100 Meter im betrachteten Zeitraum. Die Messergebnisse beweisen also, dass in den untersuchten Jahren eine allgemeine Niederschlagszunahme mit der Höhe im Untersuchungsgebiet vorliegt. Verantwortlich für diesen Sachverhalt sind die in *Kapitel 2.4* beschriebenen Prozesse, die einerseits für eine Verstärkung und andererseits für ein vermehrtes Auftreten der Niederschlagsereignisse führen.

Betrachtet man allerdings nur die GUT-Stationen (vgl. Abbildung 3.4), so kann keine signifikante Korrelation zwischen den Niederschlagssummen und der Höhenlage nachgewiesen werden. Zwar ist in Abbildung 4.4 ein aufsteigender Trend der Werte mit der Höhenlage erkennbar, doch ein durchgeführter Signifikanztest (t-Test) berechtigt nicht zu der grundsätzlichen Annahme, dass eine lineare Niederschlagszunahme innerhalb des Gebirges vorliegt.

In Abbildung 4.5 ist die räumliche Verteilung der Niederschlagssummen nochmal anhand von vier Niederschlagskarten verdeutlicht, die mit der in *Kapitel 3.3.2* beschriebenen IDW-Methode erstellt wurden und eine Gitterauflösung von $0,01^\circ$ (≈ 1 km) besitzen. Die beiden oberen Karten zeigen hierbei den räumlich interpolierten Gesamtniederschlag der gemessenen (links) und der berechneten Niederschlagswerte (rechts). Die berechnete Niederschlagsverteilung ergab sich durch die

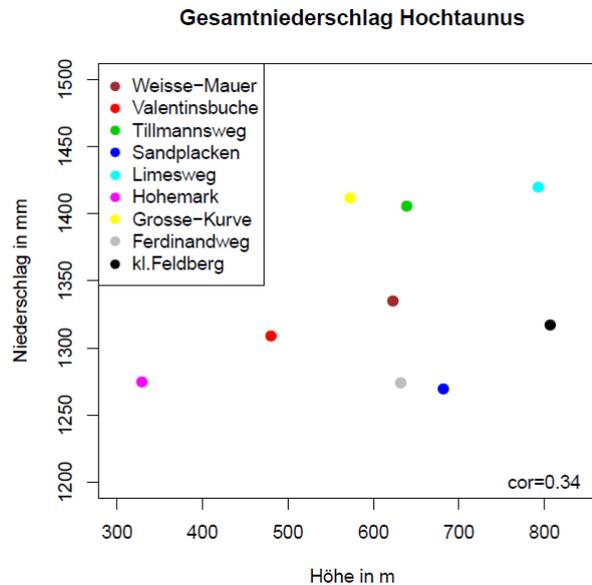


Abbildung 4.4.: Gesamtniederschlag der GUT-Stationen in Abhängigkeit der Höhe.

Interpolation der stationsbezogenen Niederschlagssummen \bar{p}_i , die sich aus der mittleren Niederschlagshöhe p_0 und aus dem aus der Regressionsanalyse gewonnen Höhengradienten des Niederschlags Γ ermitteln ließen:

$$\bar{p}_i = p_0 + \Gamma(h_i - h_0). \quad (4.1)$$

Die Konstante $h_0 \approx 381$ m stellt dabei die mittlere Höhe des Untersuchungsgebietes und h_i die jeweilige Stationshöhe dar. Für die beiden unteren Karten wurde die Differenz $dp_i = \bar{p}_i - p_i$ zwischen den berechneten und gemessenen Stationswerten gebildet und die absoluten (links) sowie prozentualen Angaben (rechts) räumlich interpoliert.

Vergleicht man sowohl die gemessene als auch die berechnete Niederschlagsverteilung mit der in Abbildung 3.3 dargestellten Topografie des Untersuchungsgebietes, so ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Niederschlagsmenge und der Höhenlage erkennbar. Im Gegensatz zu den tiefer gelegenen Regionen, die etwa 1000 mm Niederschlag registrierten, fielen in den Gebirgsregionen über 1400 mm Niederschlag. Die im Großen und Ganzen vorhandene Übereinstimmung der beiden Niederschlagskarten zeigt, dass bei bekannter mittlerer Niederschlagshöhe der verwendete Höhengradient prinzipiell zur Anfertigung von klimatologischen Niederschlagsverteilungen in diesem komplexen Gelände geeignet ist.

Durch die Differenzbildung der Niederschlagswerte werden jedoch einige räumliche Auffälligkeiten deutlich. Zum einen werden die tatsächlichen Niederschlagshöhen vor allem in den nördlichen Teilen mit dem gewählten Niederschlagsgradienten überschätzt, was dort auf die Ausbildung von Lee-Effekten schließen lässt. Denn wie in Kapitel 4.1 bereits angesprochen, fällt ein großer Teil der Niederschlagsereignisse während südwestlicher Anströmung. Zum anderen weist die interpolier-

4. Auswertung

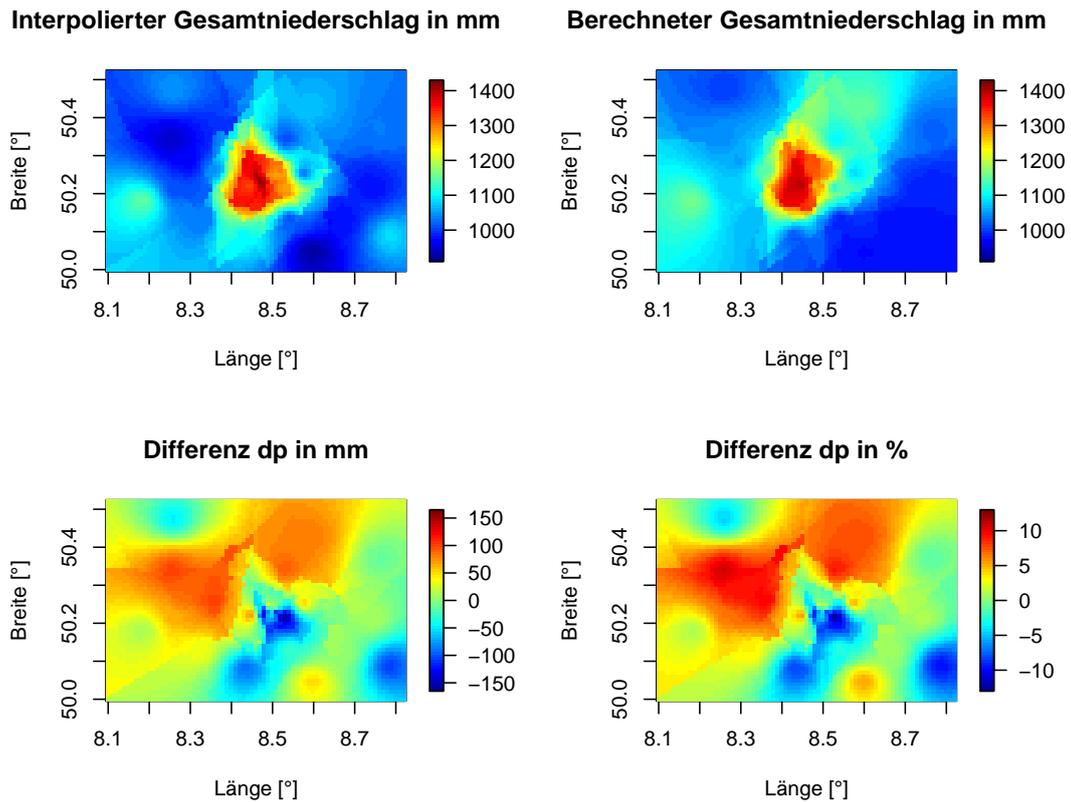


Abbildung 4.5.: Niederschlagskarten Gesamtniederschlag: Gezeigt sind oben die interpolierten Niederschlagsverteilungen des gemessenen (links) und berechneten Gesamtniederschlags (rechts). Unten ist die absolute (links) und prozentuale interpolierte Differenz (rechts) der Verteilungen abgebildet.

te, gemessene Verteilung einen markanten Niederschlagüberschuss etwa in der Mitte des Untersuchungsgebietes (50.2° Nord, 8.55° Ost) auf, wobei die Höhenlage dieser Gebiete mit größtenteils unter 500 m über NN noch relativ gering ausfällt. Die möglichen Ursachen dieser Gegebenheit werden in *Kapitel 4.4.2* nochmals aufgegriffen, wenn ein besonderes Augenmerk auf den Einfluss der Anströmrichtung gelegt wird.

4.3. Höhengradient stratiformer Niederschlag

In diesem Abschnitt werden die aufsummierten stratiformen Niederschläge eingehender analysiert. Bevor dabei die Niederschlagsereignisse separat nach vorherrschender Windrichtung behandelt werden, wird zunächst der im Untersuchungszeitraum gefallene stratiforme Gesamtniederschlag untersucht.

Um die Beziehung zwischen der stratiformen Niederschlagshöhe und der Höhenlage der Stationen zu quantifizieren, wurden auch hier die Niederschlagswerte als Funktion der Höhe geplottet (vgl. *Abbildung 4.6*). Durchschnittlich fielen im Untersuchungszeitraum etwas mehr als 525 mm

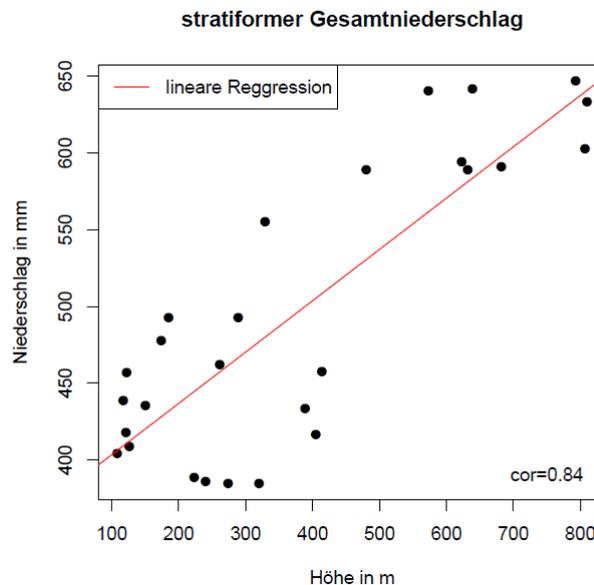


Abbildung 4.6.: *Stratiformer Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe.*

stratiformer Niederschlag, was ungefähr 42 % der gesamten Niederschlagssumme ausmacht. Im Gegensatz zu der Niederschlagserhöhung beim Gesamtniederschlag ($\approx 40\%$), liegt bei stratiformen Ereignissen die Zunahme der gemessenen Niederschlagswerte zwischen dem Tiefland und den Gipfellagen bei über 60 %. Betrachtet man nur die aufsummierten, stratiformen Niederschlagsereignisse im Messzeitraum, so ergibt sich überdies ein mittlerer Höhengradient des Niederschlags von circa 33 mm/100 m. Dieser Wert ist natürlich aufgrund unterschiedlicher Niederschlagssummen nicht mit dem Gradienten des Gesamtniederschlags (oder anderen) vergleichbar.

4. Auswertung

Auffällig besonders bei tiefer gelegenen Stationen ist die relativ hohe Streuung der Messwerte um die Regressionsgerade. Begründet werden könnte diese Tatsache mit Luv-Lee-Effekten, die eine Verzerrung der räumlichen Niederschlagsverteilung verursachen. In den folgenden Kapiteln wird diesem Verdacht gründlicher nachgegangen, indem eine Unterteilung der stratiformen Niederschlagssummen nach Anströmrichtung vorgenommen wird.

Die Niederschlagszunahme mit der Höhenlage fällt also bei den großräumigen, geordneten „Aufgleitniederschlägen“ höher aus als bei den aus konvektiven und stratiformen Anteilen bestehenden Gesamtniederschlägen. Ein Vorgang, der in diesem Zusammenhang eine zentrale Rolle spielt, ist der in *Kapitel 2.4.1* dargestellte Steigungsregen, der bei der gezwungenen Anhebung der stabilen Luftmassen an den Hängen des Taunus zu Niederschlägen bzw. zu einer Niederschlagsintensivierung und/oder zu einer verlängerten Niederschlagsdauer führt.

Auch die höhenabhängige Niederschlagsverteilung im Vor- und Hohen Taunus bestätigt die Vermutung der höheren Korrelation bei stratiformen Ereignissen. Denn im Gegensatz zum Gesamtniederschlag kann beim rein stratiformen Niederschlag ein signifikanter Zusammenhang zwischen dem Niederschlag und der Höhenlage festgestellt werden (siehe Abbildung 4.7). Der dazugehörige

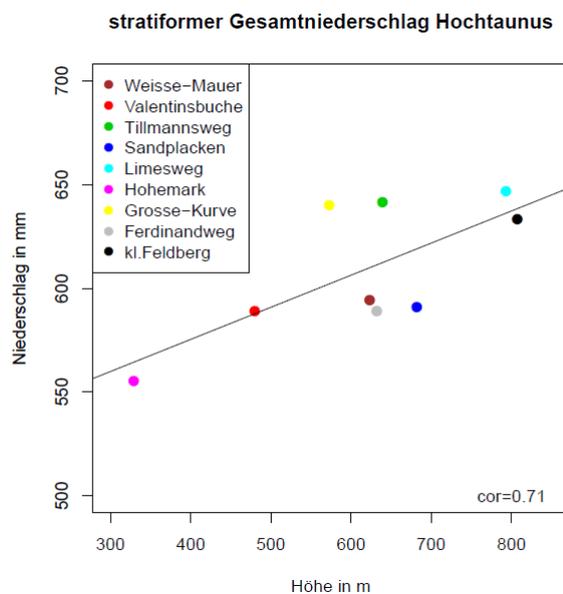


Abbildung 4.7.: *Stratifomer Gesamtniederschlag GUT-Stationen in Abhängigkeit der Höhe.*

ge Höhengradient fällt mit rund 16 mm/100 m allerdings geringer aus als im gesamten Untersuchungsgebiet.

Die bisherigen Ausführungen werden auch mit einem Blick auf die räumlich interpolierten Niederschlagskarten (vgl. Abbildung 4.8) bestärkt. Durch den deutlich ausgeprägten Höhengradienten ist auch hier die Topografie deutlich erkennbar. Zudem weist die Analyse der Differenzen dp zwischen der gemessenen und der berechneten Niederschlagsverteilung, wie oben schon angedeutet,

4.3. Höhengradient stratiformer Niederschlag

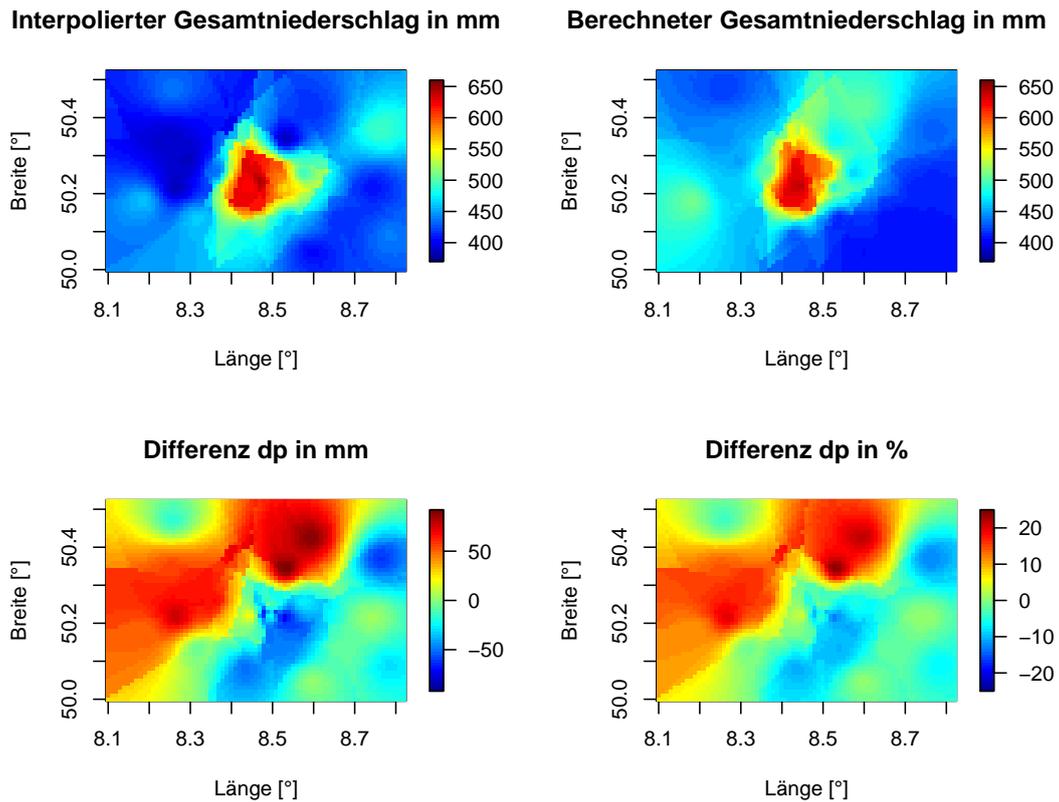


Abbildung 4.8.: Niederschlagskarten stratiformer Gesamtniederschlag: Gezeigt sind oben die interpolierten Niederschlagsverteilungen des gemessenen (links) und berechneten Gesamtniederschlags (rechts). Unten ist die absolute (links) und prozentuale interpolierte Differenz (rechts) der Verteilungen abgebildet.

4. Auswertung

auf die Ausbildung von Luv-Lee Effekten hin, die zu einer strömungsbedingten Umverteilung der erwarteten Niederschlagssummen führen. Denn wie in Abbildung 4.8 (unten) zu sehen ist, existiert eine gedachte, diagonal verlaufende Linie, die zu hoch berechnete Niederschlagshöhen im Nordwesten von geringeren Werten im Südwesten trennt. Erklärbar ist diese Tatsache wiederum damit, dass ein großer Teil der Niederschlagsereignisse mit südwestlichen Windrichtungen verbunden sind, wodurch es auf der Luv-Seite des Gebirges zu einer Zunahme und auf der windabgewandten Seite zu einer Abnahme der Niederschlagsmengen kommt. Besonders deutlich werden diese Schatteneffekte in den Gebieten um Idstein und Usingen (vgl. 3.3), die durch ihre orografisch abgeschirmte Lage Niederschlagsminima aufweisen. Auch bei diesem Niederschlagstyp liegt zudem wieder ein Niederschlagsmaximum in der Vortaunus-Region vor, auf das in *Kapitel 4.4.2* eingegangen wird.

4.3.1. Nordwestliche Anströmung

Ein großer Einflussfaktor der lokalen Niederschlagsverteilung in einer komplexen Topografie ist die vorherrschende Windrichtung (vgl. *Kapitel 2.3* und *Kapitel 2.5*). Im folgenden werden deswegen die Auswirkungen der Anströmrichtung im Untersuchungsgebiet analysiert. Zunächst werden dazu die stratiformen Ereignisse verwendet. Leider gab es im Untersuchungszeitraum nur wenige Wetterlagen, an denen süd- bzw. nordöstliche Windrichtungen mit fallenden Niederschlägen verbunden waren, so dass in diesen Fällen keine repräsentativen Aussagen über den Niederschlagsgradienten sowohl bei stratiformen als auch bei konvektiven Ereignissen getroffen werden können.

Die stratiformen Gesamtniederschläge, die bei nordwestlichen Windrichtungen gefallen sind, zeigen besonders deutliche Luv-Lee-Effekte. In Abbildung 4.9 ist diese Gegebenheit auch grafisch verdeutlicht. In diesem Fall ist die Korrelation zwischen der Niederschlagssumme und der Höhe fast maximal und in den Höhenlagen des Taunus fällt mehr als doppelt so viel Niederschlag als beispielsweise im Rhein-Main-Gebiet. Trotz der geringen mittleren Niederschlagssumme von etwa 110 mm ergibt sich mit den Messwerten ein Höhengradient von 12 mm/100 m.

Der Hauptgrund für die gleichmäßige Zunahme der Niederschlagswerte mit der Höhe liegt in der Exposition des Taunus mit seinem von Westsüdwest (WSW) nach Ostnordost (ONO) verlaufendem Hauptkamm. In Abbildung 3.2 ist der Höhengradient aus nordwestlicher Sicht nochmal verbildlicht.

Ankommende, stabil geschichtete Luftmassen besitzen während der kontinuierlichen Hebung zum Taunus-Hauptkamm ausreichend Zeit, so dass Wolken- und Niederschlagsbildende Prozesse ablaufen können. Während auf den Gipfeln des Hochtaunus der maximale Niederschlag fällt, werden im Lee (Vortaunus, Rhein-Main-Gebiet) deutlich geringere Regenmengen registriert. Denn durch den hohen Niederschlagsausfall auf der Luvseite des Gebirges ist der Feuchtegehalt der Luftmassen beim Erreichen der Berg-Rückseite schon deutlich zurückgegangen, was mit einer merklichen Niederschlagsabschwächung einhergeht.

Um Stau- und Schatteneffekte von Niederschlagsgebieten aus nordwestlichen Richtungen besonders hervorzuheben, sind in Abbildung 4.10 die stratiformen Niederschlagshöhen (gefallen im gesamten Untersuchungszeitraum) ausgewählter Stationen entlang eines von Nordwest nach Südost verlaufenden Höhenprofils aufgeführt. Wie daraus hervorgeht, spiegelt sich die Niederschlags-

4.3. Höhengradient stratiformer Niederschlag

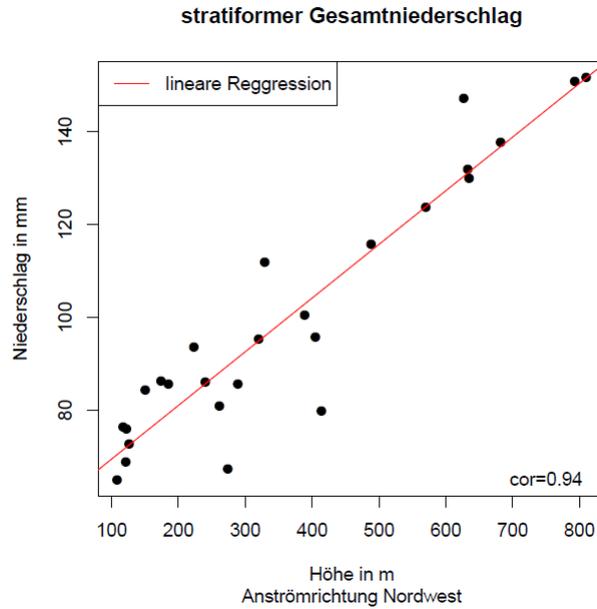


Abbildung 4.9.: Stratiformer Gesamtniederschlag mit nordwestlicher Anströmung in Abhängigkeit der Höhe.

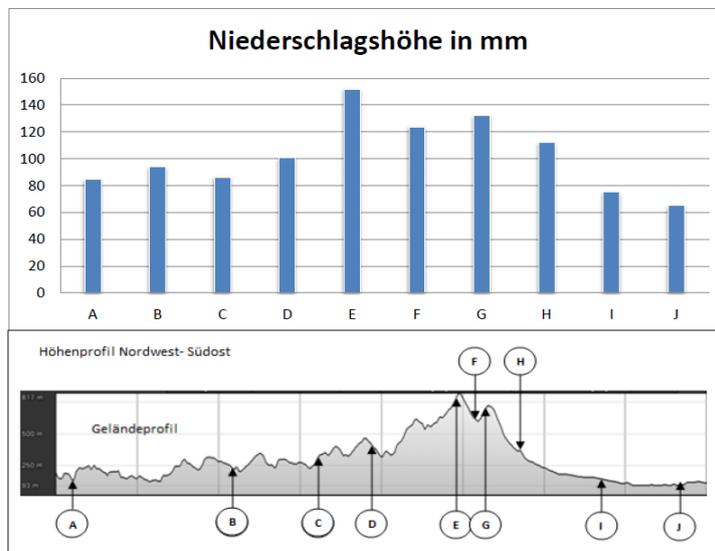


Abbildung 4.10.: Diagramm (oben) zeigt die stratiformen Niederschlagshöhen (gefallen im gesamten Untersuchungszeitraum) einiger ausgewählter Stationen, deren geografische Lage in einem von Nordwest nach Südost verlaufenden Höhenprofil (unten) eingezeichnet ist.

4. Auswertung

umme an der topografischen Lage klar erkennbar wider. Die Stationen A, B und C (Hintertaunus) weisen zunächst keine großen Niederschlagsdifferenzen auf. Anschließend nehmen die Werte mit steigender Höhenlage von Waldems (D) bis hin zum Kleinen Feldberg (E) erheblich zu, bevor die etwas tiefer liegende Station „Große-Kurve“ (F) wieder geringe Niederschlagsmengen misst. Nachdem an der Station „Weiße-Mauer“ (G) orografisch bedingt nochmal eine Niederschlags-erhöhung registriert wird, kommt es zu einer deutlichen Abnahme der Regenmengen von Hohemark (H) über Selters (I) bis hin nach Frankfurt (J).

Verwunderlich ist die vergleichsweise hohe Niederschlagssumme der Station Hohemark (H). Hier würde man eigentlich lagebedingt (Leeseite) geringere Werte erwarten. Dies lässt zu der Annahme verleiten, dass die horizontale und vertikale Distanz zwischen dem Gebirgskamm und der Station zu gering ist, so dass sich die bei der luvseitigen Hebung initiierten niederschlagsverstärkenden Prozesse auch noch auf der windabgewandten Seite abgeschwächt bemerkbar machen. Die Höhe der Niederschlagsabnahme auf der Windschatten-Seite hängt sicherlich auch im hohen Maße von der Windgeschwindigkeit ab (vgl. *Kapitel 2.3*), welche die Niederschlagsverteilung wiederum erheblich beeinflussen kann.

4.3.2. Südwestliche Anströmung

Bei den stratiformen Gesamtniederschlägen mit südwestlicher Anströmung ist es dagegen deutlich schwieriger, Zusammenhänge zwischen der Topografie und der Niederschlagshöhe herauszuarbeiten. Geschuldet ist diese Tatsache der sehr stark wechselnden Topografie, welche die Luftmassen zum Untersuchungsgebiet hin und auch innerhalb des Messbereichs überqueren müssen (siehe hierzu Abbildung 3.1 und 3.3). Nichts desto trotz ist eine Niederschlags-erhöhung mit der Höhenlage prinzipiell vorhanden, was ein Plot der Niederschlagssummen gegen die Höhe beweist (vgl. Abbildung 4.11). Eine große Streuung der Messwerte führt zwar zu einem geringeren Korrelationskoeffizienten, aber der Zusammenhang der Wertepaare ist immer noch signifikant (t-Test).

Der durchschnittliche Gesamtniederschlag der Ereignisse betrug rund 230 mm bei einem mittleren Höhengradienten von 12 mm/100 m. Des Weiteren ergibt sich eine maximale relative Niederschlagsdifferenz zwischen einigen Tal- und Gipfelstationen von knapp 100 %, was formal dem Wert bei nordwestlicher Anströmung gleicht.

Wie zuvor bereits angedeutet, ist es allerdings bei diesen Ereignissen nicht einfach, einheitliche statistische Beziehungen in der Niederschlagsverteilung herzustellen. Vielmehr müssten variable Niederschlagsgradienten für verschiedene Regionen erstellt werden, die sich aufgrund der äußerst komplexen Topografie ergeben.

4.3.3. Keine vorherrschende Windrichtung

Zur Vollständigkeit werden in diesem Kapitel stratiforme Niederschlagsereignisse untersucht, bei denen im Untersuchungsgebiet keine vorherrschende Windrichtung vorlag. Dieser Anteil leistet mit durchschnittlich 150 mm Niederschlag einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag an den (stratiformen) Gesamtniederschlägen. Zudem ist ein eindeutiger Zusammenhang zwischen den Niederschlagsmengen und der Höhenlage ersichtlich (siehe Abbildung 4.12). Pro 100 m nimmt die Niederschlagshöhe etwa um 8 mm zu und auf den höchsten Erhebungen wird eine Niederschlagszunahme von ungefähr 60 % registriert.

4.3. Höhengradient stratiformer Niederschlag

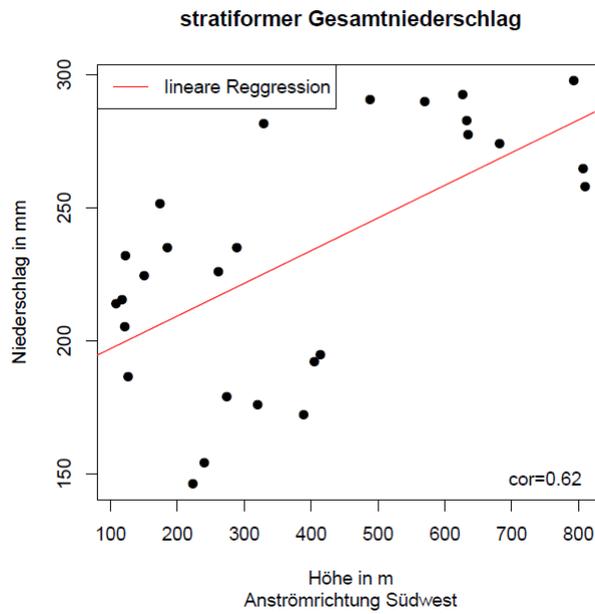


Abbildung 4.11.: Stratiformer Gesamtniederschlag mit südwestlicher Anströmung in Abhängigkeit der Höhe.

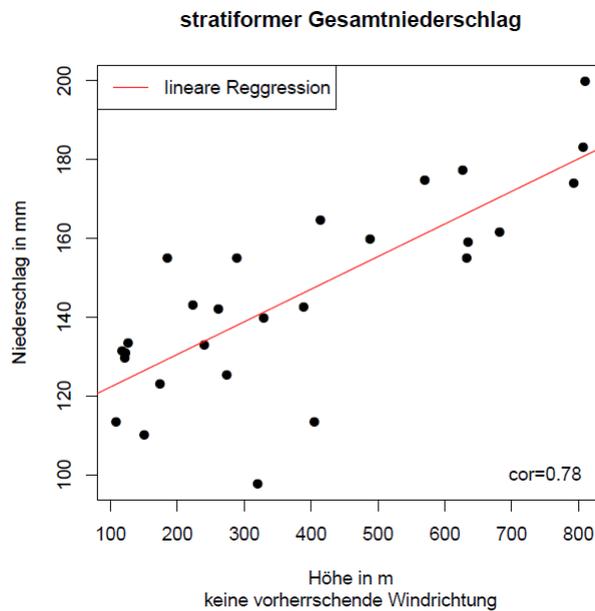


Abbildung 4.12.: Stratiformer Gesamtniederschlag mit keiner vorherrschenden Anströmrichtung in Abhängigkeit der Höhe.

4. Auswertung

Die Messpunkte befinden sich im Allgemeinen nicht weit von der Regressionsgerade entfernt, nur zwei signifikante „Ausreißer“ fallen mit sehr hohen negativen Abweichungen auf. Über die Gründe dieser Differenzen lässt sich nur spekulieren. Neben dem Einfluss der Windrichtung- und geschwindigkeit kann auch eine fehlerhafte Registrierung einzelner Ereignisse durch die Messgeräte nicht ausgeschlossen werden.

4.4. Höhengradient konvektiver Niederschlag

Nachdem die Niederschlagsverteilungen der gesamten und rein stratiformen Ereignisse behandelt wurden, folgt jetzt die Beantwortung der Frage, welchen Einfluss die Höhenlage und die Windrichtung auf die konvektiven Niederschläge besitzt. Zunächst wird hierbei auf den gesamten kon-

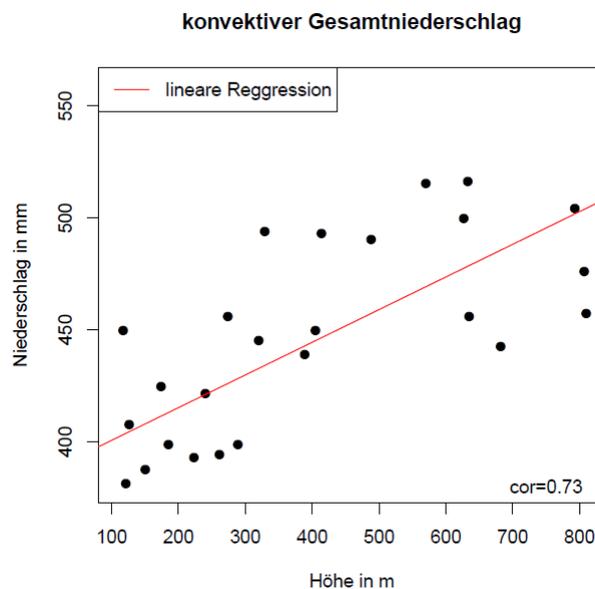


Abbildung 4.13.: Konvektiver Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe.

vektiven Niederschlag eingegangen und anschließend nach Anströmrichtung differenziert. Im Untersuchungszeitraum ist etwa 38 % (≈ 475 mm) der gesamten mittleren Niederschlagshöhe durch konvektive Ereignisse zustande gekommen. Die Verteilung der Messwerte der jeweiligen Stationen in Abhängigkeit von der Höhe über NN befindet sich in Abbildung 4.13. Mit knapp 30 % ist die Niederschlagszunahme auf den Berggipfeln im Vergleich zu den stratiformen Niederschlägen als eher gering einzuschätzen. Allerdings bestätigt ein deutlich positiver Korrelationskoeffizient und ein durchgeführter Signifikanztest (t-Test), dass auch hier ein linearer Anstieg der Niederschlagssummen mit der Höhenlage vorliegt. Der Höhengradient ist mit etwa 15 mm/100 m unter Berücksichtigung der relativ großen Gesamtniederschlagsmenge jedoch eher schwach ausgeprägt. Im Gegensatz zu den Niederschlagshöhen des stratiformen Gesamtniederschlags ist aber eine größere räumliche Variabilität vieler Messwerte erkennbar, da diese sehr stark um die

4.4. Höhengradient konvektiver Niederschlag

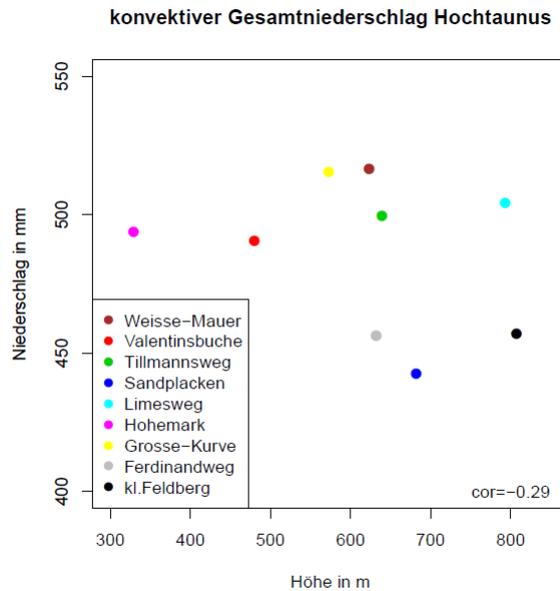


Abbildung 4.14.: Konvektiver Gesamtniederschlag der GUT-Stationen in Abhängigkeit der Höhe.

Regressiongerade streuen. Betrachtet man wiederum nur die Stationen des GUT-Messnetzes, so ist keine statistische Beziehung der Niederschlagswerte in Abhängigkeit der Höhenlage ableitbar (siehe Abbildung 4.14). Der Korrelationskoeffizient ist in diesen Fall sogar leicht negativ.

Abbildung 4.5 zeigt unter anderem die räumlich interpolierte Verteilung des konvektiven Gesamtniederschlags. Zwar kristallisiert sich die Topografie beim gemessenen Niederschlag noch schwach heraus, aber sowohl im gesamten Untersuchungsgebiet als auch innerhalb des Taunus ist eine vergleichsweise hohe Variabilität erkennbar. Deswegen stellt sich die Berechnung des Niederschlagsfeldes als fehlerbehaftet heraus, was auch durch die unregelmäßige Verteilung der Differenz-Werte dp verdeutlicht wird. Auffällig ist außerdem ein Niederschlagsmaximum in der Region um Taunusstein, das allerdings aufgrund der dort nur wenigen Messstationen mit Vorsicht zu genießen ist (Extrapolation).

Zusammenfassend kann also die Aussage getroffen werden, dass in höher gelegenen Gebieten die in Kapitel 2.4.3 beschriebenen Auslösemechanismen der orografischen Konvektion prinzipiell für eine Niederschlagsserhöhung sorgen. Jedoch ist es nicht möglich, die konvektive Niederschlagsverteilung innerhalb des Gebirges zu beschreiben. Hier führen lokale Effekte zu einer hohen räumlichen Variabilität und es liegt kein Höhengradient im Niederschlag vor. Brendel (2009) ([Bre09]) untersuchte in diesem Zusammenhang detaillierter die Verteilungen und Zugbahnen von konvektiven Zellen im Taunus.

4. Auswertung

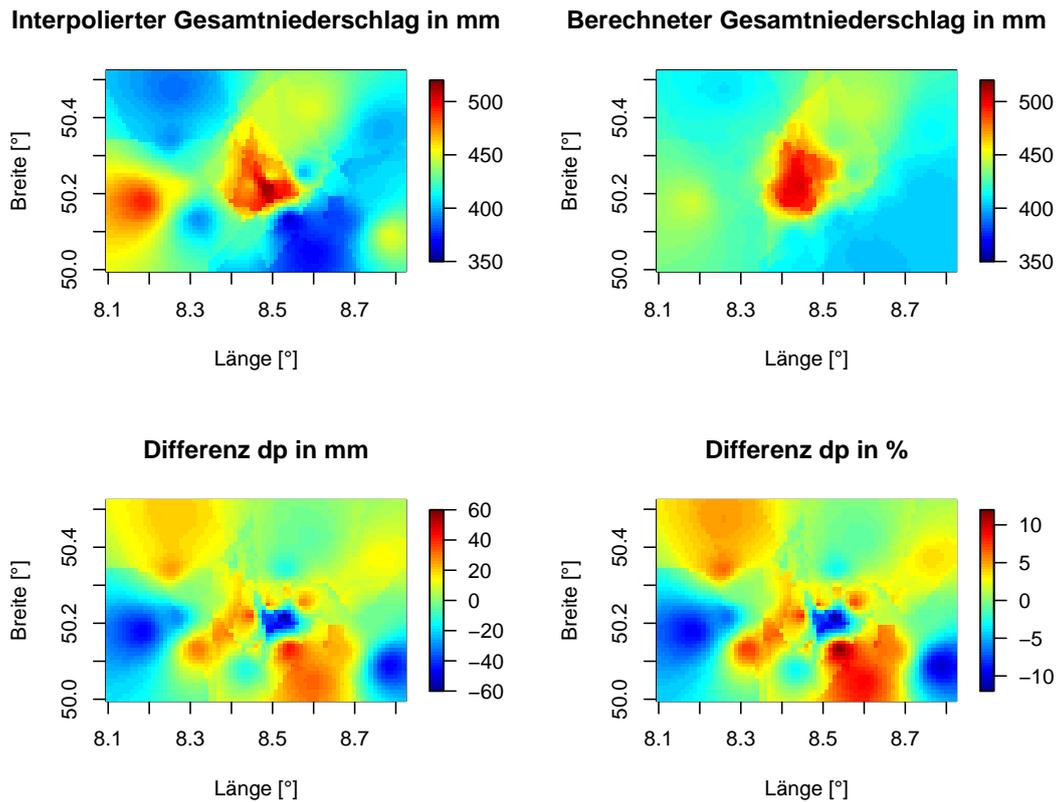


Abbildung 4.15.: Niederschlagskarten konvektiver Gesamtniederschlag: Gezeigt sind oben die interpolierten Niederschlagsverteilungen des gemessenen (links) und berechneten Gesamtniederschlags (rechts). Unten ist die absolute (links) und prozentuale interpolierte Differenz (rechts) der Verteilungen abgebildet.

4.4.1. Nordwestliche Anströmung

Interessant ist nun, welche Gesetzmäßigkeiten die Unterteilung des konvektiven Niederschlags nach Windrichtung hervorbringt. Der Niederschlagsanteil der konvektiven Ereignisse, bei denen eine nordwestliche Anströmrichtung vorherrschend war, ist in Abbildung 4.16 gezeigt. Der mittlere

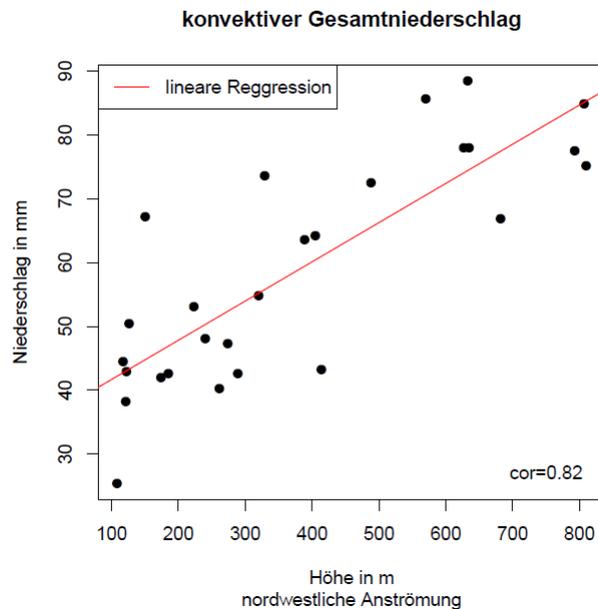


Abbildung 4.16.: Konvektiver Gesamtniederschlag mit nordwestlicher Anströmung in Abhängigkeit der Höhe.

re Niederschlag, der bei diesen Ereignissen gefallen ist, beträgt circa 65 mm. Der lineare Zusammenhang der Niederschlagsmenge mit der Höhe über NN ($\approx 8 \text{ mm}/100 \text{ m}$) ist zwar nicht ganz so eindeutig vorhanden wie bei den stratiformen Niederschlägen aus Nordwesten, die Höhenlagen des Gebirges erhalten aber trotzdem mehr als doppelt so viel Niederschlag als die Regionen im Flachland. Außerdem weisen die größeren Abweichungen der Messwerte von der Ausgleichsgerade auf eine höhere Variabilität der Ereignisse hin, was charakteristisch für diesen Niederschlagstyp ist (vgl. Kapitel 2.2.2).

Ein wichtiger orografischer Prozess, der bei diesen Ereignissen ablaufen kann, ist die Auslösung von Konvektion bei der Hebung der Luftmassen an der Nordwestseite des Taunus (vgl. Kapitel 2.4.3). Sind die Luftmassen bedingt labil geschichtet, so lebt die Schauer- und Gewitteraktivität in dieser Region merklich auf, wodurch sich die Niederschlagsserhöhung erklären lässt.

4.4.2. Südwestliche Anströmung

Die konvektiven Niederschlagsereignisse, bei denen eine südwestliche Anströmrichtung vorherrschend war, weisen nicht nur die zahlenmäßige Mehrheit auf (vgl. Abbildung 4.2), sondern sind

4. Auswertung

auch mit im Mittel 265 mm für einen erheblichen Teil der konvektiven Gesamtniederschläge verantwortlich.

Die Interpretation der Niederschlagshöhen in Bezug zur Topografie stellt sich allerdings als schwierig heraus. Wie Abbildung 4.17 zeigt, sind die Niederschlagssummen sehr variabel. Prinzipiell

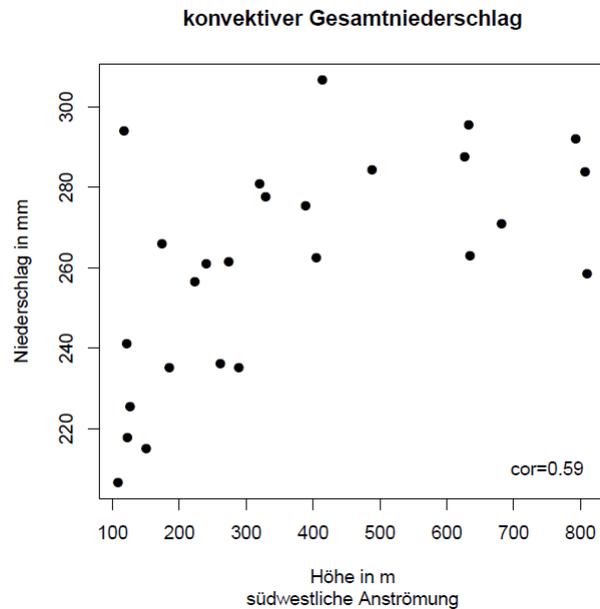


Abbildung 4.17.: Konvektiver Gesamtniederschlag mit südwestlicher Anströmung in Abhängigkeit der Höhe.

ist zwar ersichtlich, dass es in höher gelegenen Regionen oft zu größeren Niederschlagshöhen kommt, eine Quantifizierung der Niederschlagszunahme anhand eines Höhengradienten ist bei diesen Ereignissen allerdings nicht sinnvoll. Würde man den Teil der tiefer gelegenen Stationen, die eine Gesamtniederschlagshöhe von unter 240 mm registriert haben, bei der Analyse vernachlässigen, so ergäbe sich eine recht zufällige Verteilung. Bei der ausschließlichen Betrachtung der GUT-Stationen (Abbildung A.6) wird dieser Verdacht besonders deutlich. Denn hier beweist ein Korrelationskoeffizient nahe null, dass die Niederschlagssummen keinerlei höhenabhängiger Beeinflussung unterliegen.

Ähnlich wie bei den stratiformen Niederschlägen aus südwestlichen Richtungen nimmt die sehr unregelmäßige Topografie parallel zu der Gebirgsrichtung des Taunus eine zentrale Rolle bei der Deutung der Messergebnisse ein. Aus diesem Grund ist es sehr schwierig zu sagen, welche der in Kapitel 2.4.3 geschilderten Auslösemechanismen zu einer orografischen Verstärkung der Niederschläge führt. Es handelt sich wahrscheinlich, abhängig von den atmosphärischen Bedingungen, um eine Kombination der Prozesse. Die ohnehin schon schwierige Vorhersagbarkeit von konvektiven Niederschlagsereignissen wird in dieser Region bei südwestlicher Anströmrichtung also noch zusätzlich topografiebedingt erschwert.

4.4. Höhengradient konvektiver Niederschlag

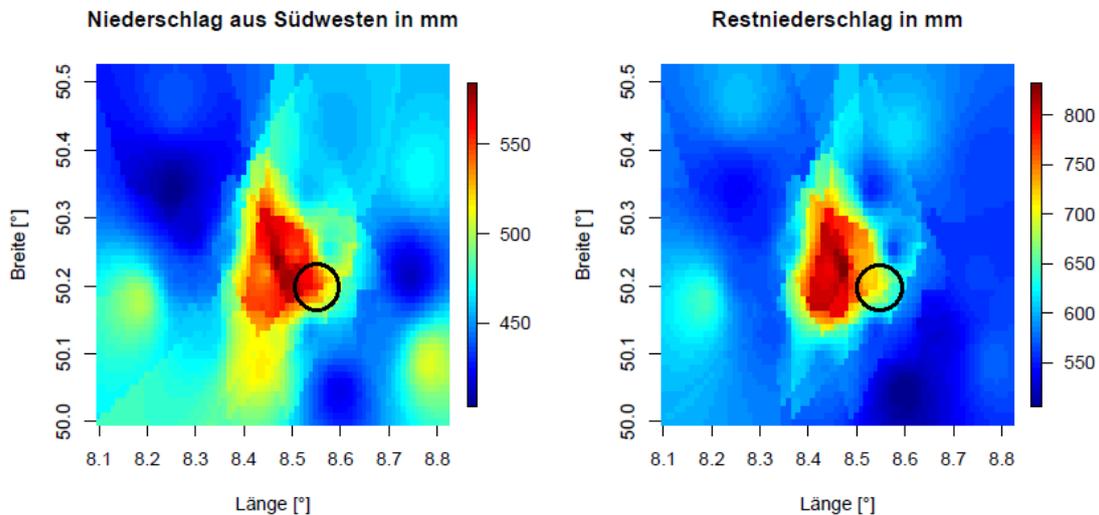


Abbildung 4.18.: *Niederschlagsmaximum bei südwestlicher Anströmung: Ein Vergleich der konvektiven und stratiformen Niederschlagsverteilung bei südwestlicher Anströmung (links) mit der Verteilung des Restniederschlags (rechts) zeigt, dass vor allem Ereignisse mit südwestlicher Windrichtung für die vergleichsweise hohen Niederschlagswerte in dem markierten Gebiet des Vortaunus verantwortlich sind.*

Wie bereits in *Kapitel 4.2* angedeutet, schließt sich nun noch eine Analyse der Niederschlagshöhen in der Vortaunus-Region (etwa 50.2° Nord und 8.55° Ost) an. Dort würde man aufgrund der relativ niedrigen Höhenlage ($h < 500$ m) eigentlich geringere Niederschlagswerte erwarten. Durch die Kombination verschiedener Niederschlagstypen und Windrichtungen stellte sich heraus, dass vorwiegend die stratiformen und konvektiven Niederschläge mit südwestlicher Anströmung für diesen Überschuss verantwortlich waren. In *Abbildung 4.18* befindet sich eine räumliche Interpolation der Gesamtniederschlagshöhe dieser Ereignisse (links) und die Verteilung des restlichen Niederschlags (rechts). Während bei der Niederschlagsmenge mit südwestlicher Windrichtung vergleichsweise hohe Werte anzutreffen sind, findet man beim Restniederschlag eine deutliche Niederschlagsabnahme in der betreffenden Region.

Das heißt, dass die Niederschlagsbildung bei südwestlicher Anströmrichtung unabhängig von der atmosphärischen Schichtung in dieser Region des Untersuchungsgebietes angeregt wird, so dass trotz der relativ geringen Höhe über NN beachtliche Niederschlagssummen zustande kommen (vgl. 4.5). Eingeleitet werden könnten die niederschlagsbildenden Prozesse durch zusammenfließende Luftmassen (Konvergenz), die am Fuße des sich steil auftürmenden Taunushauptkamms zur Hebung gezwungen werden, wodurch entweder „stabiler Aufgleitniederschlag“ fällt oder konvektive Ereignisse auftreten.

4. Auswertung

4.4.3. Keine vorherrschende Windrichtung

Abschließend wird die konvektive Niederschlagsverteilung bei wechselnden Windrichtungen näher charakterisiert, bei der Schauer und Gewitter durchschnittlich für eine aufsummierte Niederschlagsmenge von rund 90 mm sorgen.

Auch in diesem Fall weist der dazugehörige Plot der Niederschlagssummen in Abhängigkeit der Höhenlage (siehe Abbildung 4.19) eine eher zufällige Anordnung der Messwerte auf. Im Gegensatz zu Stationen mit geringerer Höhenlage ($h < 500$ m) existieren jedoch bei höher gelegenen Stationen keine auffälligen negativen Abweichungen der gemessenen Niederschlagshöhen, was auf eine etwas erhöhte Schauer- und Gewitteraktivität in den hügeligen Gebieten schließen lässt. Genauere Erläuterungen bezüglich der bei diesen Ereignissen ablaufenden orografischen

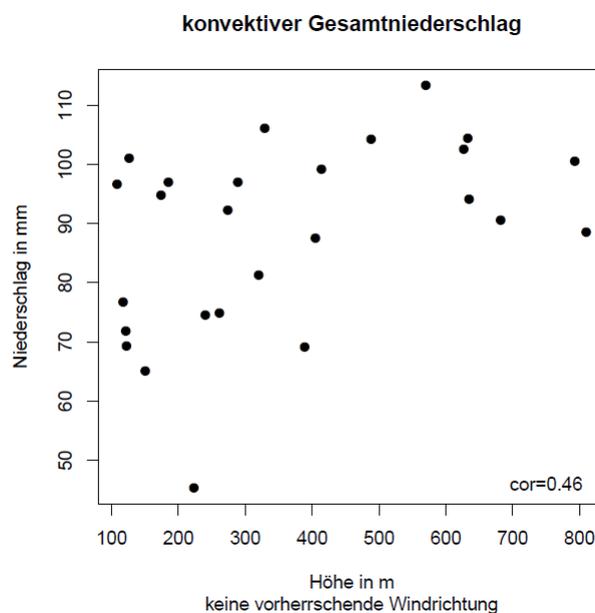


Abbildung 4.19.: Konvektiver Gesamtniederschlag mit keiner vorherrschenden Anströmrichtung in Abhängigkeit der Höhe.

Auslöseprozesse erweisen sich wiederum als kompliziert. Bei wechselnden Windrichtungen und schwachen Windgeschwindigkeiten ist die thermisch induzierte Konvektion (vgl. Kapitel 2.4.3) sicherlich ein Hauptauslösemechanismus, wodurch sich bevorzugt in den Sommermonaten Wärmegewitter (Luftmassengewitter) entwickeln können.

4.5. Höhengradient Mischform-Niederschläge

Niederschlagstage, die nicht eindeutig als stratiform oder konvektiv eingegliedert werden konnten, wurden als Mischform-Niederschläge definiert. Meistens handelte es sich dabei um Niederschlagsgebiete mit eingelagerten Schauern- oder Gewittern. Selten gab es auch Niederschlagsta-

4.5. Höhengradient Mischform-Niederschläge

ge, an denen beide Niederschlagstypen unabhängig voneinander zu unterschiedlichen Tageszeiten auftraten.

Während dieser Ereignisse ist eine mittlere Niederschlagssumme von etwa 200 mm entstanden, was 17 % des Gesamtniederschlags entspricht. Da dieser Niederschlagswert mit nur 30 Ereignissen erreicht wurde, fielen einzelne Ereignisse recht ergiebig aus.

Die Niederschlagshöhen in Abbildung 4.20 geben die erwartete Niederschlag-Höhenlage-Beziehung wieder. Denn der Korrelationskoeffizient der Mischform-Ereignisse von 0,76 ist zwar kleiner als der bei den stratiformen Ereignissen (0,84), liegt aber auch leicht über dem Koeffizient der konvektiven Niederschläge (0,73). Somit ist auch bei dieser Niederschlagscharakteristik ein eindeu-

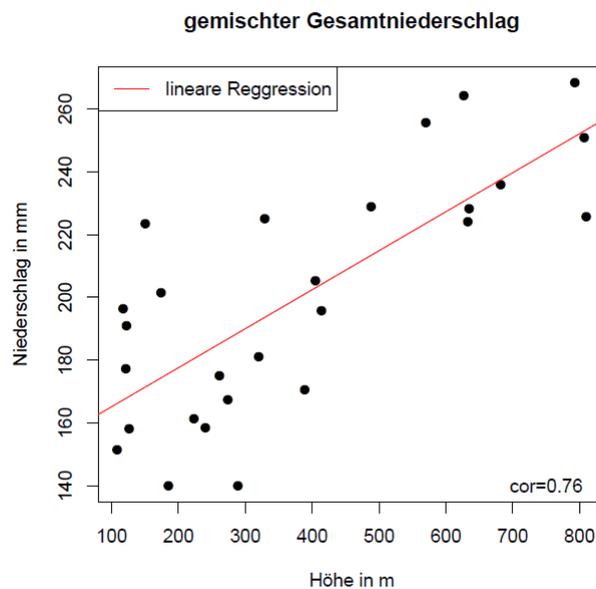


Abbildung 4.20.: Gemischter Gesamtniederschlag in Abhängigkeit der Höhe.

tiger Zusammenhang zwischen der Niederschlagssumme und der Höhenlage feststellbar. Nach durchgeführter Regressionsanalyse ergibt sich ein mittlerer Höhengradient von 12 mm/100 m. Außerdem registrierten Niederschlagsmessstellen auf den höchsten Erhebungen über 65% mehr Niederschlag als die Stationen in den tieferen Lagen des Untersuchungsgebiets.

Auch hier tragen wieder mehrere orografische Effekte zu einer Niederschlagszunahme mit der Höhe bei. Einerseits wird die Niederschlagsdauer und -intensität stratiformer Niederschlagssysteme bei der Hebung an den Gebirgshängen erhöht und andererseits können sich in bedingt stabilen Luftmassen zusätzlich Schauer- und Gewitter bilden.

Bei den Mischform-Ereignissen kann es also zu einer Überlagerung aller in Kapitel 2.4 beschriebenen orografischen Niederschlagsarten kommen. Somit kann auch die bei diesen Ereignissen auftretende, im Vergleich zu den rein stratiformen Gesamtniederschlägen ($\approx 60\%$) etwas höher ausfallende, relative Niederschlagszunahme ($\approx 65\%$) in den Höhenlagen des Untersuchungsgebiets erklärt werden.

4.6. Exemplarische synoptische Situationen

Nachfolgend werden zwei Niederschlagsereignisse im Untersuchungszeitraum herausgegriffen, die auf der synoptischen Situation aufbauend detaillierter beschrieben werden.

Zum einen handelt es sich um stratiforme Regenfälle vom 08.11.2010, bei denen zwar keine hohen Niederschlagssummen registriert wurden, aber eine südöstliche Anströmrichtung vorlag. Da die geringe Häufigkeit dieser Ereignisse im Messzeitraum leider keine repräsentativen Aussagen über Niederschlagsstrukturen zuließ, wird die Niederschlagsverteilung bei dieser Windrichtung (parallel zur Gebirgsrichtung) nun exemplarisch für diesen Niederschlagstag charakterisiert.

Zum anderen wird auf ein Starkregenereignis, das am 09.06.2010 bei südwestlicher Anströmung für teilweise unwitterartige Regenmengen verantwortlich war, genauer eingegangen. Hierbei wird zusätzlich untersucht, ob die Verteilung der Niederschlagshöhen mit den Ergebnissen aus *Kapitel 4.4* im Einklang steht.

4.6.1. Niederschlagsereignis am 08.11.2010

Am Montag, dem 08.11.2010 12 Uhr UTC liegt ein umfangreicher Langwellentrog über West- und Mitteleuropa, in dem über den Britischen Inseln ein Höhentief eingebettet ist (vgl. Abbildung 4.21). Das dazugehörige, kräftige Bodentief befindet sich mit einem Kerndruck unter 960 hPa (Sturmtief „Beggy“) fast achsenparallel unter dem Höhentief (siehe Abbildung 4.22). Zusätzlich

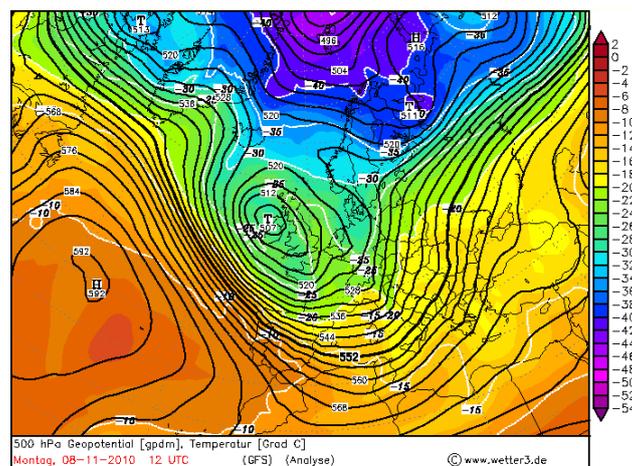


Abbildung 4.21.: Höhenwetterkarte Europas in 500 hPa vom 08.11.2010 um 12 Uhr UTC: Gezeigt ist die Geopotential- und Temperaturverteilung. Über West- und Mitteleuropa liegt ein umfangreicher Langwellentrog, in dem ein ausgeprägtes Höhentief über dem Norden Irlands eingebettet ist. Quelle: www.wetter3.de

wird eine über dem Golf von Genua entstandenen Bodenzyklone nordostwärts über Österreich und Tschechien gegen Polen gesteuert (ähnlich wie bei einer Vb-Wetterlage).

Während Deutschland mehr und mehr unter den Einfluss des Sturmtiefs über Westeuropa gerät und der östliche bis südöstliche Wind vor allem im Norden an Stärke zunimmt (vgl. Abbildung

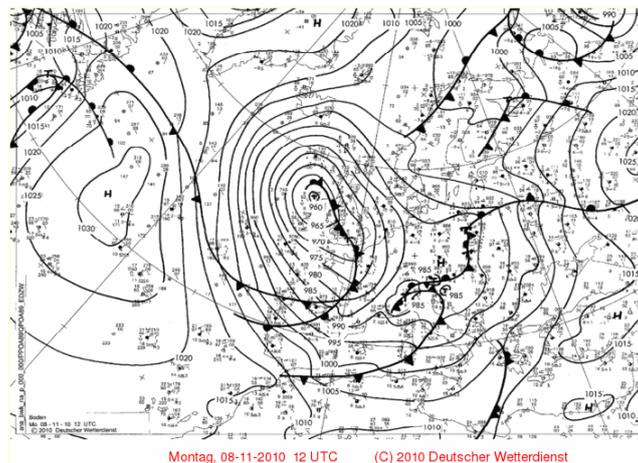


Abbildung 4.22.: Bodendruckanalyse Europas vom 08.11.2010 12 Uhr UTC: Ein kräftiges Bodentief befindet sich im Nordwesten Großbritanniens. Der Okklusionsprozess ist allerdings schon weit vorangeschritten, so dass keine weitere Intensivierung der Zyklone erwartet wird. Zusätzlich liegt über Norditalien/Österreich ein weiteres, kleines Bodentief mit dazugehörigen Frontensystem. Quelle: www.wetter3.de

A.7), gibt es im südlichen und östlichen Bayern sowie im Grenzbereich zu Tschechien und Polen noch stärkere Niederschläge, die durch das dort durchziehende Bodentief verursacht werden. Ansonsten fällt vor allem im Mittelgebirgsraum (und damit auch im Untersuchungsgebiet) zeitweilig leichter Regen oder Sprühregen, induziert durch eine leichte Warmluftadvektion und eine zyklonale Kontur in der Höhe.

In der Nacht zum Dienstag greifen dann mit der Annäherung der Okklusion des Zentraltiefs erste Niederschläge auf Südwestdeutschland über. Bei Temperaturen von knapp unter 0°C in 850 hPa gehen die Niederschläge auf den Gipfeln der Mittelgebirge dabei zunehmend in Schnee über. (Quelle: synoptische Kurzfrist-Berichte des DWD vom 07.11.2010 18 UTC und 08.11.2010 18 UTC)

Die Höhen der am diesem Tag im Untersuchungsgebiet gefallen stratiformen Niederschläge werden nun einer höhenabhängigen und räumlichen Analyse unterzogen.

Wie Abbildung 4.23 zeigt, ist eine klare Niederschlagszunahme mit der Höhenlage feststellbar. Im Gegensatz zu den höchst gelegenen Messstellen, die eine Niederschlagshöhe von etwa 7 mm registrierten, gibt es Stationen in der Tiefebene, bei denen kaum messbarer Niederschlag fiel (0,3 - 1,5 mm). Ein signifikant hoher Korrelationskoeffizient (t-Test) bestätigt, dass eine lineare Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe über NN vorliegt.

Werden die Niederschlagshöhen ausgewählter Stationen entlang eines von Südost nach Nordwest verlaufenden Höhenprofils betrachtet, so werden deutliche Luv-Lee-Effekte ersichtlich (vgl. Abbildung 4.24). Denn während im Rhein-Main-Gebiet (Stationen A und B) etwas mehr als 1 mm Niederschlag gemessen wurde, nahm die Niederschlagsmenge Richtung Taunus-Hauptkamm (G: Kleiner Feldberg) mit steigender Höhe kontinuierlich zu. Anschließend gehen die Niederschlags-

4. Auswertung

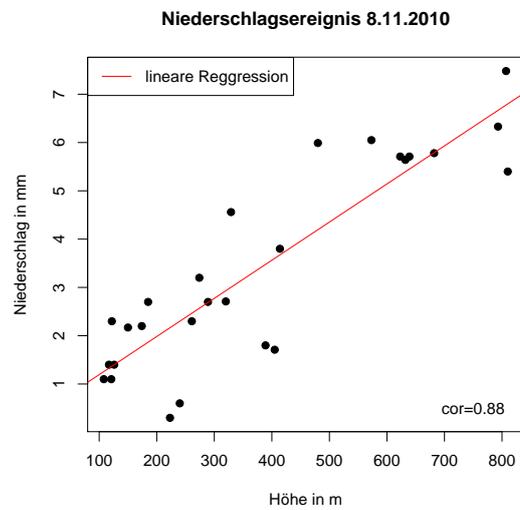


Abbildung 4.23.: Niederschlag am 8.11.2010 in Abhängigkeit der Höhe.

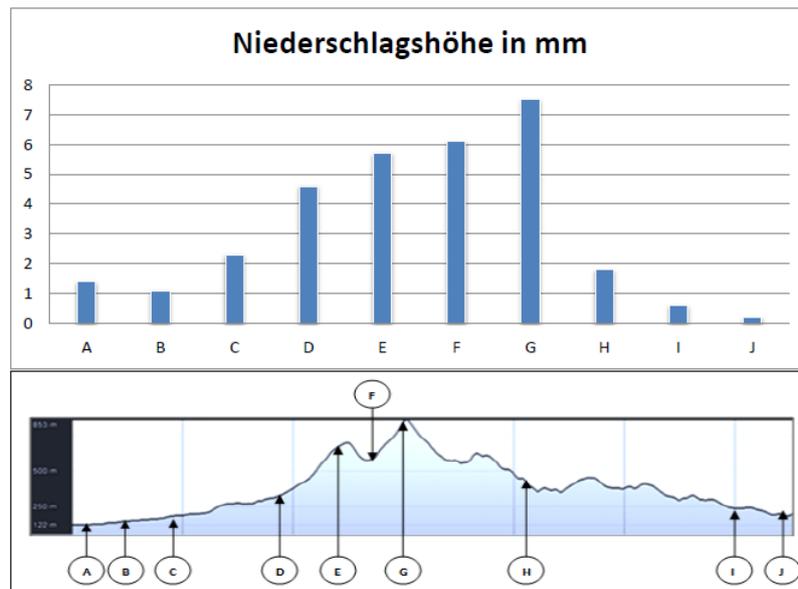


Abbildung 4.24.: Ausgewählte Niederschlagssummen vom 08.11.2010 (oben) mit einem von Südost nach Nordwest verlaufenden Höhenprofil (unten), das senkrecht zur Gebirgsrichtung verläuft).

höhen im Lee des Gebirges merklich zurück, so dass im Hintertaunus (I: Bad-Camberg, J: Selters/Taunus) kaum mehr Niederschlag zu verzeichnen war.

Begründet werden kann die enorme Zunahme der stratiformen Niederschlagshöhen wiederum mit den in *Kapitel 2.4* beschriebenen orografischen Effekten. In diesem Fall spielt der Steigungsregen und womöglich auch der Seeder-Feeder-Effekt eine zentrale Rolle. Da die bodennahen Luftmassen an diesem Tag relativ feucht waren, entwickelten sich bei Anströmung des Gebirges sicherlich tiefliegende Wolken, aus denen entweder selbst leichter Niederschlag (Sprühregen) fiel oder die als so genannte „Feeder-Wolken“ fungierten und damit zu einer Intensivierung des Niederschlags beitrugen.

Mit den erhaltenen Ergebnissen kann keine Verallgemeinerung vorgenommen werden und ein klimatologischer Höhengradient des Niederschlags bei südöstlicher Anströmrichtung formuliert werden. Nichts desto trotz zeigen die obigen Ausführungen, dass auch bei diesen Ereignissen von einer Zunahme des Niederschlags mit der Höhenlage ausgegangen werden kann. Darüber hinaus liegt der Verdacht nahe, dass sich dabei auch ausgeprägte Luv-Lee-Effekte ausbilden.

4.6.2. Niederschlagsereignis am 09.06.2010

Am 09.06.2010 befindet sich ein langwelliger Höhentrog über Westeuropa, was dazu führt, dass in Mitteleuropa eine südwestliche Höhenströmung vorherrschend ist (vgl. Abbildung 4.25). Ein dazugehöriges Bodentief erstreckt sich mit dem Kern über Nordspanien von Nordafrika bis hin zu den Britischen Inseln.

Wie die DWD-Bodenanalyse von 18 Uhr UTC (Abbildung 4.26) zeigt, liegt Deutschland an der Ostflanke dieses Tiefdruckgebietes im weit aufgespannten Warmsektor. Die dort befindlichen Luftmassen sind subtropischen Ursprungs und somit feuchtwarm und äußerst labil geschichtet.

Während es in Deutschland anfangs nur zu lokalen Schauern- und Gewitter kommt, erreicht ab den späten Abendstunden ein von Südwest nach Nordwest ziehendes ausgeprägtes Gewitterband das Untersuchungsgebiet. Eine starke vertikale Windscherung und ein durchschwenkender Randtrog sorgen dabei für einen zusätzlichen Hebungsantrieb, so dass im Westen und in der Mitte Deutschlands unwetterartige, mit Hagelschlag und Sturmböen durchsetzte Starkniederschläge auftreten. Es werden große Regenmengen gemeldet (Arolsen 63, Naumburg 50 mm) und in einigen Stationen Hessens wird sogar die maximale Tagesniederschlagssumme in 2010 erzielt (vgl. [Hesa]). (Quelle: synoptische Kurzfrist-Berichte des DWD vom 09.06.2010 18 UTC)

Auch die Niederschlagsmessstellen im Untersuchungsgebiet registrierten ergiebige Niederschlagshöhen. Recht verbreitet fielen bei diesem Ereignis Regenmengen von deutlich über 30 mm (siehe Abbildung 4.27). Der Regenmesser der Station Hofheim/Taunus maß sogar eine Niederschlagssumme von 54,4 mm. In Abbildung 4.28 ist ein Überblick über die zehn Orte mit den höchsten Stunden- sowie 10-minütlichen Niederschlagshöhen gegeben (Daten sind leider nicht für alle Stationen vorhanden). Diese Werte spiegeln die Niederschlagsintensität der Regenfälle wider und sind vor allem für die Dimensionierung der städtischen oder kommunalen Abwassersysteme relevant. Wie aus den Stundenwerten hervorgeht, sind die Starkregen-Warnkriterien des DWD vor markantem Wetter ($P \geq 10$ mm/h) an all diesen Orten deutlich erfüllt und vereinzelt treten auch unwetter-

4. Auswertung

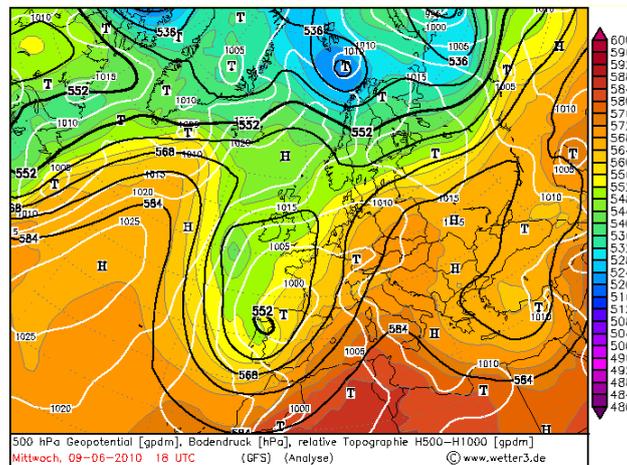


Abbildung 4.25.: Höhenwetterkarte Europas in 500 hPa vom 09.06.2010 um 18 Uhr UTC: Gezeigt ist die Geopotential- und Temperaturverteilung. Über Westeuropa befindet sich ein weit nach Süden reichender Höhentrog, der in Deutschland südwestliche Höhenströmung verursacht. Quelle: www.wetter3.de

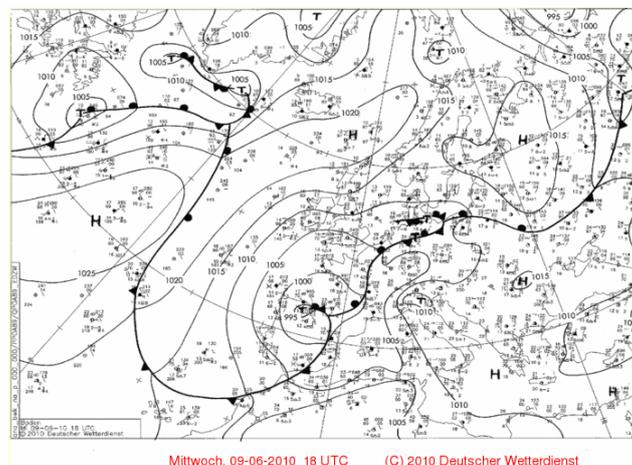


Abbildung 4.26.: Bodendruckanalyse Europas vom 09.06.2010 18 Uhr UTC: Ein Tiefdrucksystem mit Kern über Nordspanien erstreckt sich von Nordafrika bis zu den Britischen Inseln. Deutschland liegt im weit aufgespannten Warmsektor dieser Bodenzirkulation. Quelle: www.wetter3.de

4.6. Exemplarische synoptische Situationen



Abbildung 4.27.: Ausgewählte Gesamtniederschlagshöhen vom 09.06.2010.

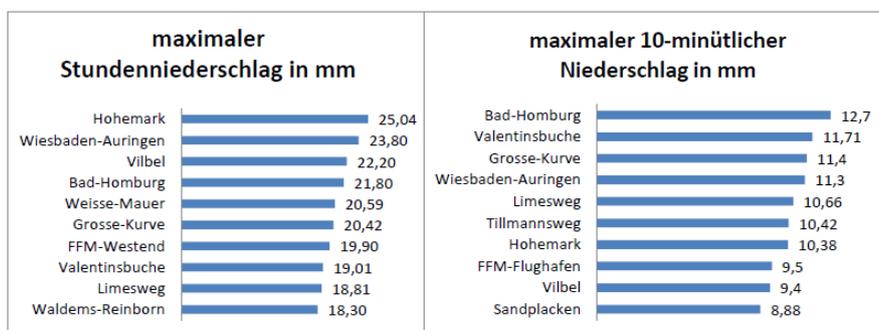


Abbildung 4.28.: Orte mit den höchsten Stundenniederschlägen (links) und den maximalen 10-minütlichen Niederschlagssummen (rechts).

4. Auswertung

artige Regenmengen ($P \geq 25$ mm/h) auf. Auch die maximalen 10-minütlichen Messdaten weisen allesamt sehr hohe Werte auf, so dass man laut DWD ([Deub]) von sehr starken Regenschauern sprechen kann.

Übereinstimmend mit der in *Kapitel 4.4.2* diskutierten konvektiven Niederschlagsverteilung bei südwestlicher Windrichtung existieren auch bei diesem Ereignis keine Abhängigkeiten zwischen den Niederschlagssummen und der Höhenlage, was durch einen nahezu verschwindenden Korrelationskoeffizient (vgl. *Abbildung 4.29*) bestätigt wird. Die detaillierte Beschreibung dieses Starkregenereignisses untermauert also die bereits getroffene Einschätzung (vgl. *Kapitel 4.4.2*), dass die Höhe der in diesen Fällen gemessenen Niederschläge einer eher zufälligen Verteilung unterliegt.

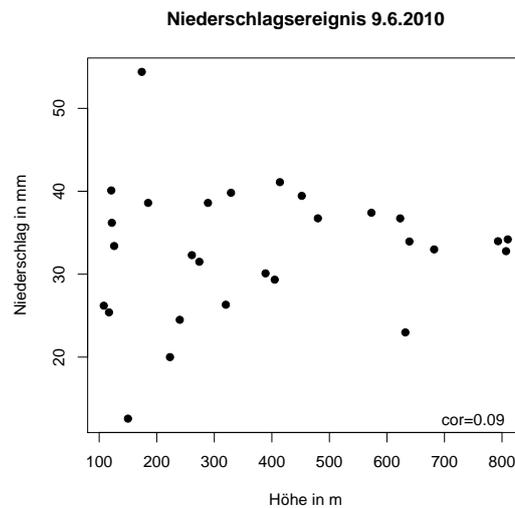


Abbildung 4.29.: Gesamtniederschlag vom 09.06.2010 in Abhängigkeit der Höhe.

5. Fazit

Ziel dieser Arbeit war es statistische Zusammenhänge zwischen der Niederschlagsverteilung und der Höhenlage im erweiterten Taunus-Gebiet zu untersuchen. Um mögliche Unterschiede im Höhengradienten des Niederschlags festzustellen, wurden die Niederschlagssummen in einen stratiformen, einen konvektiven und einen gemischten Anteil aufgespalten. Zur Detektion von Luv-Lee-Effekten fand zudem eine Separation der Ereignisse nach vorherrschender Anströmrichtung statt.

Nachfolgend werden die eingesetzten Methoden und Untersuchungsergebnisse nochmals einer zusammenfassenden Diskussion unterworfen und es wird auch auf potentielle Fehlerquellen eingegangen (*Kapitel 5.1*). Abschließend erfolgt in *Kapitel 5.2* noch ein Ausblick über Anwendungen und weiterführende Untersuchungen, die aufbauend auf dieser Arbeit durchgeführt werden könnten.

5.1. Bewertung der Methoden und Ergebnisse

Die grafische Darstellung des im Untersuchungszeitraum gefallenen Gesamtniederschlags in Abhängigkeit von der Höhe über NN belegt eine deutliche lineare Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhenlage (vgl. Abbildung 4.3). Auch die Analyse des rein stratiformen, rein konvektiven oder Mischform- Niederschlags zeigt einen signifikanten Zusammenhang zwischen der Niederschlagshöhe und der topografischen Lage der Messstationen. Im Gegensatz zu den stratiformen Gesamtniederschlägen, bei denen die Korrelation zwischen den Niederschlagssummen und der Höhe über NN am eindrucksvollsten erkennbar ist, deutet die größere Streuung und geringere relative Zunahme der konvektiven Niederschlagswerte jedoch auf eine höhere räumliche Variabilität hin, die auch bei den Mischform-Ereignissen zu verzeichnen ist. Die dazugehörigen mittleren Niederschlagshöhen und -gradienten sind in Tabelle 5.1 nochmal zusammengefasst.

Insgesamt stimmen die erhaltenen Untersuchungsergebnisse also mit der in *Kapitel 2.2* beschriebenen Charakteristik der Niederschlagsarten überein. Zusätzlich sorgen die in *Kapitel 2.4* erläuterten orografischen Effekte für eine Beeinflussung der Niederschläge in Dauer, Häufigkeit und

Niederschlagstyp	mittlerer Niederschlag	Höhengradient
Gesamt	1200 mm	60 mm/100 m
stratiform	525 mm	33 mm/100 m
konvektiv	475 mm	15 mm/100 m
Mischform	200 mm	12 mm/100 m

Tabelle 5.1.: *Höhengradienten des Niederschlags: Mittlere Niederschlagshöhen und -zunahmen im Untersuchungszeitraum unterteilt nach Niederschlagstyp.*

5. Fazit

Windrichtung	mittlerer Niederschlag	Höhengradient
Nordwest	110 mm	12 mm/100 m
Südwest	230 mm	12 mm/100 m
wechselnd	150 mm	8 mm/100 m

Tabelle 5.2.: *Höhengradienten des stratiformen Niederschlags: Mittlere Niederschlagshöhen und -zunahmen im Untersuchungszeitraum unterteilt nach vorherrschender Windrichtung.*

Windrichtung	mittlerer Niederschlag	Höhengradient
Nordwest	65 mm	8 mm/100 m
Südwest	240 mm	-
wechselnd	90 mm	-

Tabelle 5.3.: *Höhengradienten des konvektiven Niederschlags: Mittlere Niederschlagshöhen und -zunahmen im Untersuchungszeitraum unterteilt nach vorherrschender Windrichtung. Bei südwestlicher und wechselnder Anströmung ist kein Höhengradient feststellbar.*

Intensität, so dass es prinzipiell zu der erwarteten Niederschlagszunahme in den Gebirgsregionen kommt.

Mit der Unterteilung der stratiformen und konvektiven Niederschlagshöhen nach vorherrschender Windrichtung kristallisiert sich der Einfluss der topografischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes besonders heraus. Während bei nordwestlicher Anströmung die Niederschlagssummen beider Niederschlagstypen einen eher kontinuierlichen Anstieg mit der Höhenlage und auch deutliche Luv-Lee-Effekte aufweisen (wobei auch hier der konvektive Anteil eine höhere Variabilität besitzt), kann bei südwestlicher Windrichtung nur bei den stratiformen Ereignissen ein schwacher Zusammenhang ausgemacht werden. Die Gründe für diese Unterschiede ergeben sich aus der viel unregelmäßigeren Topografie entlang der von Südwest nach Nordost verlaufenden Gebirgsrichtung des Taunus (vgl. Abbildung 3.2). Auch die Niederschlagsmengen, die bei keiner dominierenden Anströmrichtung gefallen sind, lassen nur bei der stratiformen Niederschlagsart auf eine signifikante Beziehung zwischen der Niederschlagshöhe und der Höhenlage schließen. Die auf Grundlage von relativ wenigen Niederschlagsereignissen abgeschätzten Höhengradienten befinden sich mit den jeweiligen mittleren Niederschlagshöhen in Tabelle 5.2 und Tabelle 5.3.

Die Anzahl der Niederschlagsereignisse mit nordöstlicher und südöstlicher Anströmrichtung fiel im Untersuchungszeitraum leider zu gering aus, so dass hier keine repräsentativen Aussagen getätigt werden konnten. Allerdings lässt die in *Kapitel 4.6.1* beschriebene Niederschlagsverteilung auch bei südöstlicher Windrichtung einen ausgeprägten Höhengradienten im Niederschlag vermuten.

Ein Vergleich der Untersuchungsergebnisse mit bereits bestehenden Niederschlagsanalysen anderer deutscher Mittelgebirge gestaltet sich schwierig. Einerseits liegen nur bedingt Informationen für Gebirge mit ähnlichen räumlichen Dimensionen wie die des Taunus vor (vgl. *Kapitel 2.5*) und andererseits beziehen sich diese klimatologischen Auskünfte meist auf die Niederschlagsereignisse eines gesamten Jahres. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten hingegen wurden nur in den

schneefreien Monaten (Mai-November) aufgezeichnet und eignen sich so kaum für einen quantitativen Vergleich. Denn gerade in den Wintermonaten wird der stratiforme Anteil an der gesamten Niederschlagssumme als sehr hoch eingeschätzt, was sich auch in einem veränderten, womöglich deutlich markanteren Niederschlagsgradienten (Gesamtniederschlag) widerspiegeln würde. Nichts desto trotz können die in *Kapitel 2.5* geschilderten Resultate von Bergeron (1968, 1973) ([Ber68], [Ber73]) und Prat/Barros (2010) ([PB10]), dass grundlegende Unterschiede in der höhenabhängigen Niederschlagsverteilung existieren, wenn zwischen stratiformen und konvektiven Niederschlägen separiert wird, bestätigt werden.

Abschließend werden noch einige Fehlerquellen genannt, die zu einer Verfälschung der erhaltenen Ergebnisse geführt haben könnten. Bei der nach *Kapitel 3.4* beschriebenen, subjektiven Methode zur Einteilung der Niederschlagstage nach Niederschlagstyp wurden womöglich einige Ereignisse fälschlicherweise einer nicht zutreffenden Niederschlagsart zugeordnet. Darüber hinaus könnten vor allem die Messwerte des GUT-Messnetzes fehlerbehaftet sein, da es sich dabei um ungeprüfte Rohdaten handelt. Hier wurden an eigentlich niederschlagsfreien Tagen vereinzelt sehr unrealistische Werte gemeldet. Überdies konnten die Messdaten der Station Fuchstanz aufgrund von längeren Messausfällen und teilweise unglaublichen Niederschlagswerten leider nicht verwendet werden. Durch diese Umstände können sich die jeweilig bestimmten Niederschlagsgradienten geringfügig von den tatsächlich auftretenden unterscheiden.

5.2. Ausblick

Die erhaltenen Ergebnisse können grundsätzlich in der Evaluierung von mit verschiedenen Interpolationsverfahren (vgl. [LH08]) erstellten Niederschlagskarten eingesetzt werden. Auch eine Validierung von Niederschlagsmodellen mit den vorhandenen Datensätzen wäre denkbar.

Interessant wäre sicherlich die Niederschlagsverteilung über einen längeren Zeitraum auch in den Wintermonaten zu untersuchen, um dann gegebenenfalls bestehende Veränderungen im jährlichen Höhengradienten des Niederschlags festzustellen. Zusätzlich wäre die Anzahl der Niederschlagsereignisse mit südöstlicher Anströmung unter Umständen ausreichend hoch, damit auch hier eine repräsentative Aussage getroffen und zudem Vergleiche mit dem Niederschlagsgradienten bei nordwestlichen Windrichtungen vorgenommen werden könnten. Denn nur anhand der topografischen Profils des Gebirges würde man unterschiedliche relative Niederschlagszunahmen erwarten (vgl. Abbildung 3.2).

Zusätzlich wäre der Einsatz von weiteren Hilfsmitteln, wie zum Beispiel Satellitendaten, bei der Separation der Niederschlagstypen vorstellbar. Dadurch könnte zumindest die durch die Trennung der Niederschlagsarten entstehende Fehlerquote minimiert werden.

Des Weiteren könnte die Niederschlagsverteilung nicht nur in Abhängigkeit des orografischen Parameters Höhe über NN untersucht werden, sondern auch in Zusammenhang mit einigen atmosphärischen Parametern (Windgeschwindigkeit, Froude-Zahl etc.), wodurch weitere Gesetzmäßigkeiten abgeleitet werden könnten. Hierzu müssten allerdings weitere Datensätze zur Verfügung stehen.

A. Anhang

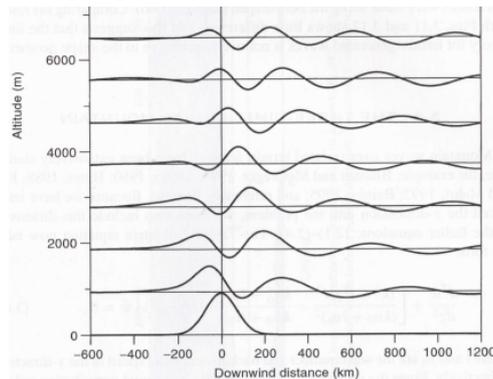


Abbildung A.1.: Orografische Schwerewellen: Gezeigt sind vertikale Schwingungen der Luftmasen in verschiedenen Höhenlagen, die bei bedingt stabiler Schichtung ggf. zur Wolken- und Niederschlagsbildung führen. Quelle: [Nap02]

Name	Netz	Länge[°]	Breite [°]	Höhe [m] ü.NN	Auflösung
Camberg, Bad	DWD	8,2958	50,2875	240	minütlich
Frankfurt/Main	DWD	8,5986	50,0464	108	minütlich
Frankfurt/Main-Westend	DWD	8,6703	50,1281	121	minütlich
Hofheim/Taunus	DWD	8,4353	50,0817	174	täglich
Homburg, Bad (Filterwerk)	DWD	8,5758	50,2553	289	minütlich
Idstein	DWD	8,2667	50,2167	274	täglich
Kleiner Feldberg/Taunus	DWD	8,4481	50,2225	810	minütlich
Taunusstein-Orlen	HLUG	8,1858	50,1799	414	täglich
Selters/Taunus-Eisenbach	DWD	8,2572	50,3414	223	täglich
Sulzbach/Taunus	DWD	8,5414	50,1336	122	täglich
Vilbel, Bad-Dortelweil	DWD	8,7456	50,215	126	minütlich
Waldems-Reinborn	DWD	8,3611	50,2611	389	minütlich
Bad-Nauheim	DWD	8,7656	50,3697	185	täglich
Wiesbaden-Auringen	DWD	8,3178	50,1333	261	minütlich
Offenbach-Wetterpark	DWD	8,7864	50,0894	117	minütlich
Usingen	HLUG	8,5327	50,3438	320	minütlich
Langgöns	HLUG	8,5945	50,4252	405	minütlich
Weilburg(Kläranlage)	HLUG	8,2598	50,4744	150	minütlich

Abbildung A.2.: Stationsangaben DWD und HLUG.

A. Anhang

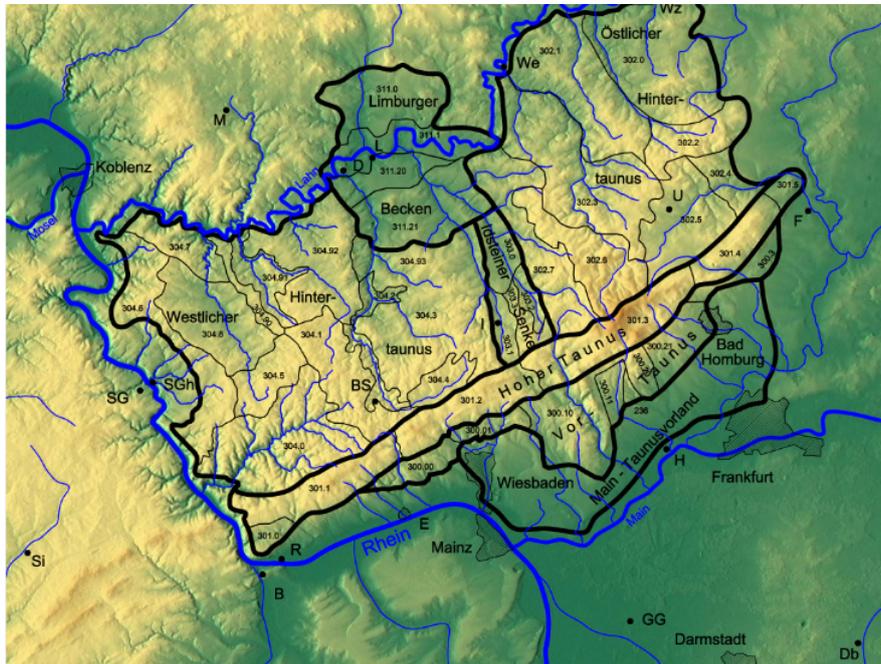


Abbildung A.3.: Mittelgebirge Taunus mit den Haupteinheiten der naturräumlichen Gliederung.
Quelle: [tau]

Name	Länge [°]	Breite [°]	Höhe[m] ü.NN	Auflösung
Weisse- Mauer	8,4954	50,2182	623	minütlich
Valentinsbuche	8,5095	50,2313	480	minütlich
Tillmansweg	8,4836	50,2387	639	minütlich
Sanplacken	8,4916	50,2454	682	minütlich
Limesweg	8,4682	50,234	793	minütlich
Hohemark	8,5283	50,2168	329	minütlich
Große- Kurve	8,4771	50,226	573	minütlich
Ferdinandweg	8,5085	50,2452	632	minütlich
Fuchstanz	8,4816	50,2166	683	minütlich
Kleiner Feldberg	8,4482	50,2228	807	minütlich

Abbildung A.4.: Stationsangaben des universitätseigenen Niederschlagsmessnetzes GUT.

Nummer	Kennung	Advektionstyp	Zyklonalität in 950 hPa	Zyklonalität in 500 hPa	Feuchtigkeit
1	XXAAT	undefiniert	antizyklonal	antizyklonal	trocken
2	NOAAT	Nordost	antizyklonal	antizyklonal	trocken
3	SOAAT	Südost	antizyklonal	antizyklonal	trocken
4	SWAAT	Südwest	antizyklonal	antizyklonal	trocken
5	NWAAT	Nordwest	antizyklonal	antizyklonal	trocken
6	XXAAF	undefiniert	antizyklonal	antizyklonal	feucht
7	NOAAF	Nordost	antizyklonal	antizyklonal	feucht
8	SOAAF	Südost	antizyklonal	antizyklonal	feucht
9	SWAAF	Südwest	antizyklonal	antizyklonal	feucht
10	NWAAF	Nordwest	antizyklonal	antizyklonal	feucht
11	XXAZT	undefiniert	antizyklonal	zyklonal	trocken
12	NOAZT	Nordost	antizyklonal	zyklonal	trocken
13	SOAZT	Südost	antizyklonal	zyklonal	trocken
14	SWAZT	Südwest	antizyklonal	zyklonal	trocken
15	NWAZT	Nordwest	antizyklonal	zyklonal	trocken
16	XXZAF	undefiniert	antizyklonal	zyklonal	feucht
17	NOZAF	Nordost	antizyklonal	zyklonal	feucht
18	SOZAF	Südost	antizyklonal	zyklonal	feucht
19	SWZAF	Südwest	antizyklonal	zyklonal	feucht
20	NWZAF	Nordwest	antizyklonal	zyklonal	feucht
21	XXZAT	undefiniert	zyklonal	antizyklonal	trocken
22	NOZAT	Nordost	zyklonal	antizyklonal	trocken
23	SOZAT	Südost	zyklonal	antizyklonal	trocken
24	SWZAT	Südwest	zyklonal	antizyklonal	trocken
25	NWZAT	Nordwest	zyklonal	antizyklonal	trocken
26	XXZAF	undefiniert	zyklonal	antizyklonal	feucht
27	NOZAF	Nordost	zyklonal	antizyklonal	feucht
28	SOZAF	Südost	zyklonal	antizyklonal	feucht
29	SWZAF	Südwest	zyklonal	antizyklonal	feucht
30	NWZAF	Nordwest	zyklonal	antizyklonal	feucht
31	XXZZT	undefiniert	zyklonal	zyklonal	trocken
32	NOZZT	Nordost	zyklonal	zyklonal	trocken
33	SOZZT	Südost	zyklonal	zyklonal	trocken
34	SWZZT	Südwest	zyklonal	zyklonal	trocken
35	NWZZT	Nordwest	zyklonal	zyklonal	trocken
36	XXZZF	undefiniert	zyklonal	zyklonal	feucht
37	NOZZF	Nordost	zyklonal	zyklonal	feucht
38	SOZZF	Südost	zyklonal	zyklonal	feucht
39	SWZZF	Südwest	zyklonal	zyklonal	feucht
40	NWZZF	Nordwest	zyklonal	zyklonal	feucht

Abbildung A.5.: Wetterlagenklassifikation des DWD. nach [BD01]

A. Anhang

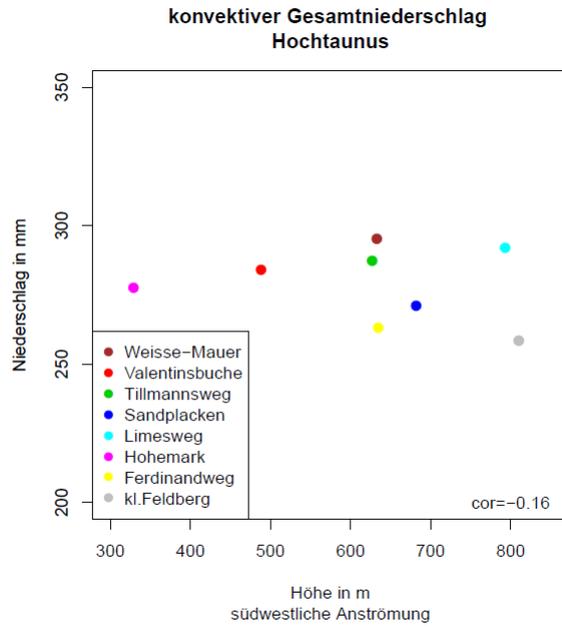


Abbildung A.6.: Konvektiver Gesamtniederschlag GUT-Stationen mit südwestlicher Anströmung in Abhängigkeit der Höhe.

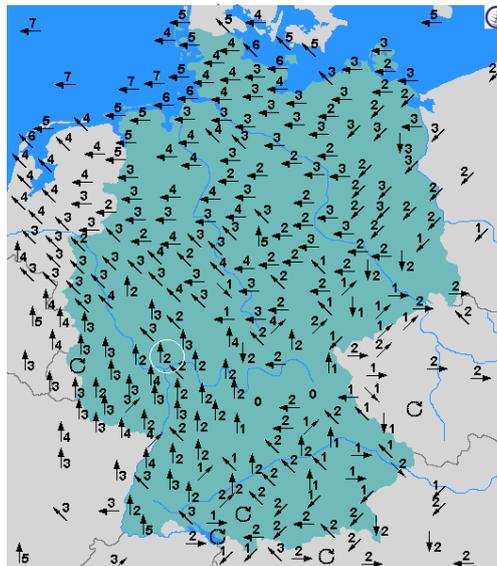


Abbildung A.7.: Gemessene Windstärke und -richtung in Deutschland vom 08.11.2010 12 Uhr UTC: In Deutschland überwiegen östliche bis südöstliche Winde, die vor allem nach Norden hin auch stärker sind. Im weiß umrahmten Untersuchungsgebiet herrschen ebenfalls süd- bis südöstliche Windrichtungen vor. Quelle: www.wetteronline.de/aktuell.htm

Literaturverzeichnis

- [Ana04] ANAGNOSTOU, EMMANOUIL N.: *A convective/stratiform precipitation classification algorithm for volume scanning weather radar observations*. *Meteorological Applications*, 11:291–300, 204.
- [Atl] *Umweltatlas Hessen*. <http://atlas.umwelt.hessen.de/servlet/Frame/atlas/naturschutz/naturraum/texte/ngl-tn.htm>. online (02.09.2012).
- [BB93] BASIST, ALAN und GERALD D. BELL: *Statistical Relationships between Topography and Precipitation Patterns*. *Journal of Climate*, 7:1305–1315, 1993.
- [BD01] BISSOLLI, PETER und ERNST DITTMANN: *The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations*. *Meteorologische Zeitschrift*, 10:253–260, 2001.
- [Ber65] BERGERON, T.: *On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography*. *Suppl. Proc. Int. Conf. Cloud Physics*, Seiten 96–100, 1965.
- [Ber68] BERGERON, T.: *Studies of the orogenic effects on the areal fine structure of rainfall distribution*. *Meteorological Institute Uppsala Univ.*, Report No.6, 1968.
- [Ber73] BERGERON, T.: *Mesometeorological studies of precipitation.V. Monthly rainfall in the Uppsala field*. *Meteorological Institute Uppsala Univ.*, Report No. 38, 1973.
- [Bre09] BRENDDEL, CHRISTOPH: *Konvektion im Taunus und Umgebung: Verteilung und Zugbahnen*. *Diplomarbeit, Goethe- Universität Frankfurt a.M.*, 2009.
- [Deua] DEUTSCHER WETTERDIENST: *Hydrometeorologische Daten*. http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop;jsessionid=BvZfLGY53FBLYvnhN0P9dLwBm2vHlpPX5TqnvYGccJJPQwmGw1!-4131030!96615633?_nfpb=true&_windowLabel=T18601318401151660572681&_state=maximized&_pageLabel=_dwdwww_spezielle_nutzer_wasserwirtschaft_hminfo. online (02.09.2012).
- [Deub] DEUTSCHER WETTERDIENST: *Wetterlexikon: Niederschlagsintensität*. www.dwd.de. online (02.09.2012).
- [Deuc] DEUTSCHER WETTERDIENST: *Wetterlexikon: Radarverbund*. www.dwd.de. online (02.09.2012).

Literaturverzeichnis

- [Deu87] DEUTSCHER WETTERDIENST: *Allgemeine Meteorologie*. In: *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 1987.
- [Fin38] FINDEISEN, W.: *Kolloid-meteorologische Vorgänge bei der Niederschlagsbildung*. Meteor. Z., 55:121–133, 1938.
- [G.B08] G.BARRY, ROGER: *Mountain Weather and Climate*. Cambridge University Press, 2008.
- [HÖ8] HÄCKEL, HANS: *Meteorologie*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 6. Auflage, 2008.
- [HB05] HESS, PAUL und HELMUT BREZOWSKY: *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. Nummer 100. Potsdam Institute for Climate Impact Research, 2005.
- [Hesa] HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (HLUG): *Hydrologie in Hessen, Gewässerkundlicher Jahresbericht 2010*.
- [Hesb] HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (HLUG): *Niederschlagsmessung*. <http://www.hlug.de/?id=7208>. online (02.09.2012).
- [Hou93] HOUZE, ROBERT A. JR.: *Cloud Dynamic*, Band 53 der Reihe *International Geophysics Series*. Academic Press, San Diego, 1993.
- [Hou97] HOUZE, ROBERT A. JR.: *Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox?* American Meteorological Society, 78:2179–2196, 1997.
- [IE07] I.LANGER und E.REIMER: *Separation of convective and stratiform precipitation for a precipitation analysis of the local model of the German Weather Service*. Advances in Geophysics, 10:159–165, 2007.
- [KA10] KRÄHENMANN, S. und B. AHRENS: *On daily interpolation of precipitation backed with secondary information*. Advances in Science and Research, 4:29–35, 2010.
- [KK06a] KUNZ, MICHAEL und CHRISTOPH KOTTMEIER: *Orographic Enhancement of Precipitation over Low Mountain Ranges. Part I: Model Formulation and Idealized Simulations*. Journal of Applied Meteorology and Climate, 45:1025–1040, 2006.
- [KK06b] KUNZ, MICHAEL und CHRISTOPH KOTTMEIER: *Orographic Enhancement of Precipitation over Low Mountain Ranges. Part II: Simulations of Heavy Precipitation Events over Southwest Germany*. Journal of Applied Meteorology and Climate, 45:1041–1055, 2006.
- [Kun02] KUNZ, MICHAEL: *Simulation von Stakniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen*. Doktorarbeit, TH Karlsruhe, 2002.
- [Lan09] LANGER, INES: *Objektive Darstellung von Niederschlagsfeldern basierend auf einer Synthese aus Synop- und Satellitendaten*. Dissertation, FU- Berlin, 2009.

- [LC84] LILJEQUIST, GÖSTA H. und KONRAD CEHAK: *Allgemeine Meteorologie*. Verlag Vieweg, Braunschweig, 3. Auflage, 1984.
- [LH08] LI, JIN und ANDREW D. HEAP: *A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists*. Geoscience Australia, 23, 2008.
- [Nap02] NAPPO, C.J.: *Atmospheric Gravity Waves*. Academic Press, 2002.
- [Osb84] OSBORN, HERBERT B.: *Estimating Precipitation in Mountainous Regions*. Journal of Hydraulic Engineering, 110:1859–1863, 1984.
- [PB10] PRAT, OLIVIER P. und ANA P. BARROS: *Ground observations to characterize the spatial gradients and vertical structure of orographic precipitation - Experiments in the inner region of the Great Smoky Mountains*. Journal of Hydrology, 391:141–156, 2010.
- [Roe05] ROE, GERARD H.: *Orographic Precipitation*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33, 2005.
- [Sch00] SCHÖNWIESE, CHRISTIAN-DIETRICH: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrüder Borntraeger, Stuttgart, 3 Auflage, 2000.
- [Smi79] SMITH, RONALD B.: *The influence of mountains on the atmosphere*. Advances in Geophysics, 21:87–229, 1979.
- [SN98] SEINFELD, JOHN H. und SPYROS N.PANDIS: *Atmospheric Chemistry and Physics*. John Wiley & Sons, Inc., 1998.
- [ste] <http://img.webme.com/pic/n/naturspecial/steigungsregen.jpg>. online (02.09.2012).
- [Ste04] STELLER, HEIKE: *Analyse und Simulation des orografisch bedingten Niederschlags über Mittelgebirgen*. Diplomarbeit, TH Karlsruhe, 2004.
- [STJB03] S.LANG, W.-K. TAO, J.SIMPSON und B.FERRIER: *Modeling of Convective-Stratiform Precipitation Processes: Sensitivity to Partitioning Methods*. American Meteorological Society, Seiten 505–527, 2003.
- [SW05] SPREAFICO, M. und R. WEINGARTNER: *Hydrologie der Schweiz*. Berichte des BWG, Serie Wasser, 2005.
- [tau] <http://de.wikipedia.org/wiki/Taunus>. online (02.09.2012).
- [top] *Topographische Karte von Deutschland*. http://www.mygeo.info/landkarten/deutschland/Deutschland_Topographie.jpg. online (02.09.2012).
- [TP09] T.HAIDEN und G. PISTOTNIK: *Intensity-dependent parameterization of elevation effects in precipitation analysis*. Advances in Geosciences, 20:33–38, 2009.

Literaturverzeichnis

- [Tre04] TREMBLAY, A.: *The Stratiform and Convective Components of Surface Precipitation*. Journal of the Atmospheric Sciences, 62:1513–1528, 2004.
- [wal] <http://www.nationalpark-bayerischer-wald.bayern.de/nationalpark/natur/klima/index.htm>. online (02.09.2012).
- [Was08] WASTL, CLEMENS: *Klimatologische Analyse von orographisch beeinflussten Niederschlagsstrukturen im Alpenraum*. Doktorarbeit, Ludwig-Maximilians-Universität München, 2008.
- [WB00] WEISSE, A.KIEFER und PH. BOIS: *Topographic Effects on Statistical Characteristics of Heavy Rainfall and Mapping in the French Alps*. Journal of Applied Meteorology, 40:720–740, 2000.

Danksagung

Abschließend möchte ich mich bei allen Personen und Institutionen bedanken, die mit Ratschlägen und Datenmaterialien zur Anfertigung dieser Arbeit beigetragen haben.

In erster Linie gilt der Dank meinem Betreuer *Herrn Prof. Dr. Bodo Ahrens* für die Ausgabe der interessanten Thematik sowie für die sehr aufschlussreichen Tipps und Ratschläge, die er mir in konstruktiven Gesprächen mit auf den Weg gegeben hat.

Darüber hinaus bedanke ich mich bei *Frau Dr. Heike Hübener*, die sich bereit erklärte einige Abschnitte meiner Arbeit Korrektur zu lesen.

Bei der Bereitstellung von Literatur und vor allem bei Fragen rund um das Statistikprogramm R konnte ich immer auf *Stefan Krähenmann* bauen, dem ich deswegen zu besonderem Dank verpflichtet bin.

Dem DWD und dem HLUG danke ich für die problemlose Datenbereitstellung, wobei ein besonderer Dank an *Marcus Beyer* (DWD) geht, der mir bei synoptischen Fragestellungen immer mit Rat und Datenmaterial zur Seite stand.

Des Weiteren möchte ich mich noch bei meinen *Eltern* bedanken, die mich während des bisherigen Studiums sowie der Bearbeitungszeit dieser Arbeit stets in jeglicher Form unterstützten haben.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder nicht veröffentlichten Quellen entnommen wurden, sind als solche gekennzeichnet.

Die Zeichnungen oder Abbildungen in dieser Arbeit sind von mir selbst erstellt oder mit einem entsprechenden Quellennachweis versehen.

Ebenso wurde diese Arbeit noch keinem anderen Prüfungsverfahren zugrunde gelegt.

Wald-Michelbach, den 19. März 2013

Steffen Hien